

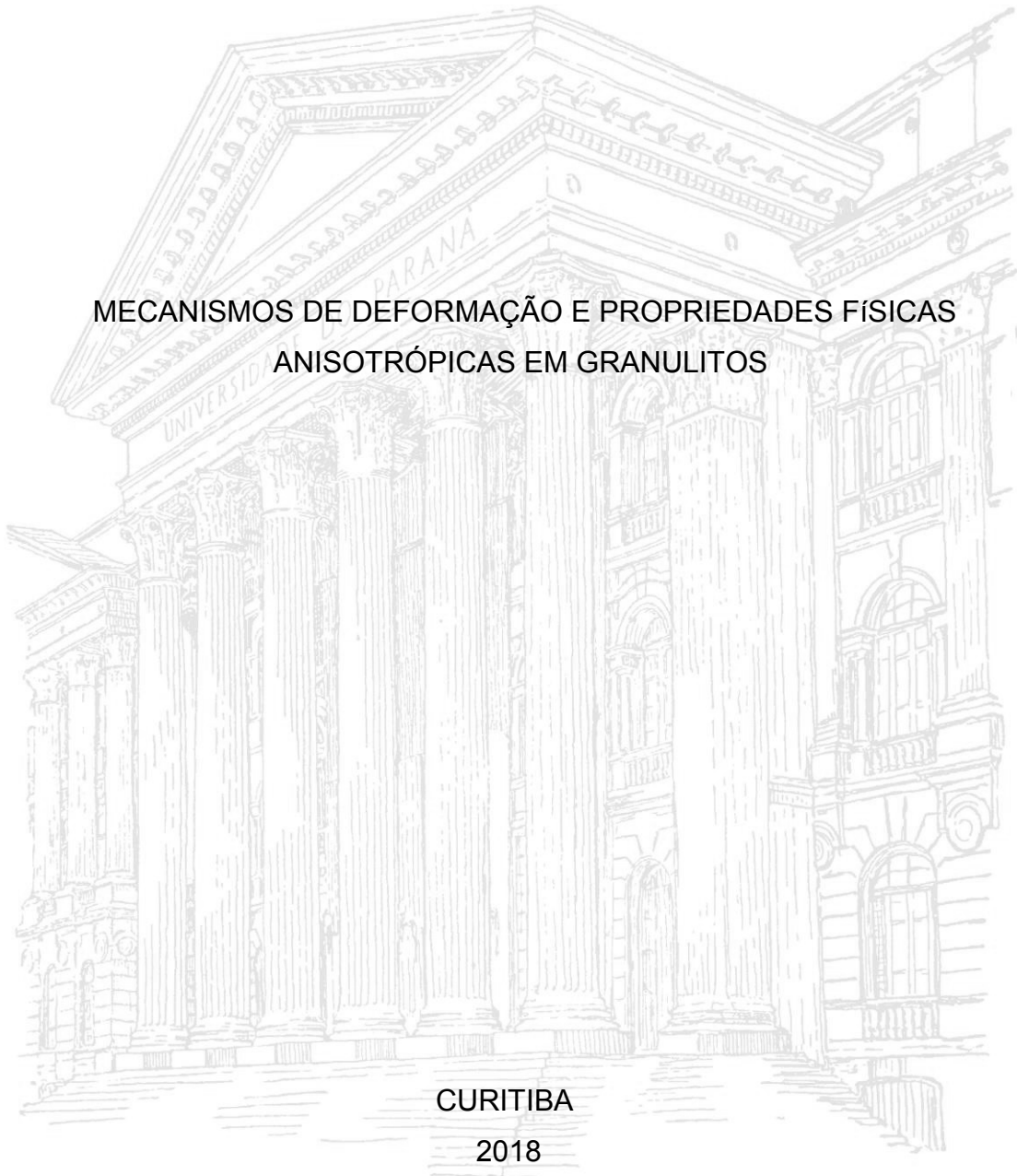
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CAMILA SANTOS SILVEIRA

MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E PROPRIEDADES FÍSICAS
ANISOTRÓPICAS EM GRANULITOS

CURITIBA

2018



CAMILA SANTOS SILVEIRA

MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E PROPRIEDADES FÍSICAS ANISOTRÓPICAS EM GRANULITOS

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geologia Exploratória, no Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro

Coorientadora: Prof^a. Dr^a. Paola Ferreira Barbosa.

CURITIBA

2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

SI587m Silveira, Camila Santos
 Mecanismos de deformação e propriedades físicas anisotrópicas em granulitos / Camila Santos
 Silveira. – Curitiba, 2018.
 80 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2018.

Orientador: Leonardo Evangelista Lagoeiro.
Coorientadora: Paola Ferreira Barbosa.

1. Mecanismos de deformação. 2. Plagioclásio. 3. Piroxênio. I. Universidade Federal do Paraná.
II. Lagoeiro, Leonardo Evangelista. III. Barbosa, Paola Ferreira. IV. Título.

CDD: 551

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **CAMILA SANTOS SILVEIRA** intitulada: **MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E PROPRIEDADES FÍSICAS ANISOTRÓPICAS EM GRANULITOS**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua Aprovação no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 20 de Fevereiro de 2018.



LEONARDO LAGOEIRO

Presidente da Banca Examinadora (UFPR)



LUIS GUSTAVO FERREIRA VIEGAS

Avaliador Externo (UNB)



GEANE CAROLINA GONÇALVES CAVALCANTE

Avaliador Interno (UFPR)

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro e pela confiança e apoio durante toda a pesquisa;

À minha coorientadora Prof^a. Dr^a. Paola Ferreira Barbosa mesmo trabalhando em outra universidade se fez presente;

À Prof^a. Dr^a. Geane Caroline Gonçalves Cavalcante por toda ajuda na discussão dos dados;

Ao Prof. Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas pelas sugestões dadas;

Aos meus pais irmãos, cunhados e sobrinhos pela confiança;

Ao Grupo de Pesquisas em Microtectônica da Universidade Federal do Paraná;

À família tradicional curitibana, Malu Ferreira e Lucas Camargo, principalmente Malu pelas sopas e pelo macarrão de todo domingo;

Aos amigos que fiz de Ouro Preto: Filippe Ferreira, Vinícius, Juliano Soares e Michele;

Às minhas queridas amoras: Erika Kiemo, Thaili Conte, Amanda H. Carvalho, Mayara Santana e Viviane Barbosa;

Aos amigos de Curitiba, em especial Liliane Maia, Rhander Altoé, Leonardo Barão, Anselmo Zuqui, Fernanda Borato, Alice Lau, Felipe Nadalin, Renata Zanella, Talita Gantus, Tiago Casseb, Rodrigo Santos, Danielle Schemicko, Tiago Rossoni Mattos, Gabriel Fischer, Guilherme Fedalto, Will, Larissa Santos, Lara Lange, Hulyan, Pipoca, Uno e Amendoim; Vocês são dez;

Aos funcionários dos laboratórios LAMIR, Instituto Lactec e CME que contribuíram para a pesquisa, em especial aos técnicos Bruno, Úrsula e Flávia;

A CAPES e CNPQ pelo financiamento da pesquisa;

Aos membros do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, em especial os professores Luíz Alberto Fernandes e Francisco José Fonseca Ferreira pela parceria durante a organização do XX Seminário da Pós-graduação.

If you think education is expensive, try ignorance.

Derek Bok

Resumo

O trabalho apresenta dados microestruturais e texturais que foram coletados a fim de investigar os mecanismos de deformação ativos em plagioclásios e piroxênios e compreender a influência desses na propagação de ondas sísmica. A técnica de difração de elétrons retro-espalhados, associado à microscopia eletrônica de varredura foi utilizada a fim de avaliar condições deformacionais por orientação cristalográfica preferencial (CPO), parâmetros dos grãos e *misorientations*. Os dados foram processados a partir da ferramenta MTEX, que permitiu também o cálculo das propriedades físicas anisotrópicas pelo método Voith-Reuss-Hill. As amostras pertencem ao Complexo Barro Alto, um cinturão granulítico composto de gabro-noritos deformados em temperatura entre 750 e 900°C. O complexo posiciona-se dentro da Província Estrutural Tocantins, desenvolvida entre os crátons da Amazônico São Francisco e Paranapanema durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (Neoproterozóico). As amostras são compostas por plagioclásio + diópsido + enstatita + opacos (ilmenita) ± hornblenda ± olivina (fosterita) ± biotita em diferentes intensidades deformacionais, separadas em dois domínios. O primeiro contém quatro amostras que são formadas por uma matriz fina (0.03 a 0.08 mm) intensamente recristalizada que envolve porfiroclastos de plagioclásio, orto e clinopiroxênios. Os porfiroclastos de plagioclásios apresentam extinção ondulante, maclas arqueadas e estrutura do núcleo-manto, enquanto piroxênios exibem extinção ondulante. Outro domínio é composto por um agregado de granulação média (± 0.5 mm), que apresentam forma granular e junções triplíceis a 120°, onde plagioclásios e piroxênios com similar extinção ondulante. Em ambos os domínios ocorre a separação entre bandas máficas e félsicas. Em termos texturais, há consideráveis variações entre tais domínios. Enquanto para anortita os pólos de {100}, {010} e {001} são distribuídos aleatoriamente em relação ao plano XZ na porção mais fina, percebe-se a orientação de {010} próximo a direção Z e [100] próximo a X com aumento do tamanho de grão, caracterizando o sistema de deslizamento [100]{010} neste domínio. Essa variação é acompanhada pelo aumento do J index (2.5891 para 15.3275). Para o diópsídio, tal variação não é tão perceptível, predominando uma fraca textura em ambos os domínios. Sugere-se portanto que a deformação é controlado por fluxo de deslocamentos em agregados mais grosseiros e a progressão da deformação e intensa recristalização resulta em grãos finos o suficiente para ativação do deslizamento ao longo da borda de grãos. Os perfis sísmicos derivados de CPO foram plotados em relação a velocidade de propagação de ondas P (V_p), anisotropia de onda S (A_vS) e direção de polarização de S1 ($VS1$). Para o domínio mais fino, percebe-se V_p máxima paralela ou subparalela à [010], com pequena variação do valor máximo além de A_vS extremamente baixo (3 %), sugerindo que mecanismos sensíveis ao tamanho do grão fazem com que o meio tenha um comportamento próximo do isotrópico. A fim de avaliar a influência de cada fase, três perfis com semelhante tamanho de grão e diferentes proporções de anortita/diópsídios foram analisados e, por essa análise, concluiu-se que o aumento do teor de diópsidio influencia diretamente a V_p .

Palavras-chave: mecanismos de deformação, plagioclásio, piroxênio

ABSTRACT

In this work, we used microstructural and textural analyses to evaluate aspects related to plastic deformation in plagioclase and pyroxenes and the relationship between textures and seismic properties. The EBSD technique was employed to analyze the crystallographic preferred orientation (CPO) of feldspar in high-temperature mylonites from the Barro Alto complex. The Barro Alto complex is a continental-scale feature exposed in the Brasília Belt, which belongs to the Tocantins Structural Province in Central Brazil. This complex was formed by a mafic-ultramafic layered intrusion mylonitized and metamorphosed under granulite facies conditions. The samples are composed of porphyroclasts of plagioclase and diopside embedded in a fine matrix of plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and, less commonly, amphibole and biotite. The plagioclase porphyroclasts exhibit undulose extinction and core-mantle structures. The samples were separated in two domainal microstructures: (1) large porphyroclasts (0.5 to 2 mm) surrounded by a very fine-grained mylonitic matrix (0.03 to 0.08 mm); (2) plagioclase with grain size ranging from 0.5 to 1 mm. Both domainal types also show a compositional layering of mafic and felsic components. In the first domain, CPO from the fine matrix plagioclase poles figures shows the planes (100), (010), (001) randomly distributes, with a low concentration in {010} parallel to Z direction. The weak texture is confirmed also for a low J index (2.4). In the second domain, coarse plagioclase exhibits maximum of poles to {100} parallel to the X direction (stretching lineation) and poles to {010} parallel to the Z direction (pole to foliation). The J index is high (15.33). The microstructure and texture analyses suggest that different deformation mechanisms were active in each group. The weak texture observed in the finer-grained domain may be a result of grain boundary sliding processes. On the other hand, in coarser-grained domains dislocation creep may dominate, which led to the development of a stronger texture. In these domains the prime deformation mechanism is dislocation creep controlled by the [100](010) slip system, and secondarily by the [100](001) slip system in plagioclase. These results are consistent with high-grade deformation conditions of the Barro Alto Complex. The seismic anisotropy patterns for the fine-grained domains present low value of P-wave velocity (V_p), being the fast velocity direction perpendicular to the foliation, while the S wave anisotropy is extremely low (3%). The mineral assembly and the deformation controlled by diffusion probably contribute to decrease the anisotropic behavior of these rocks, creating patterns similar to those found in an isotropic media. In the coarser-grained domains, the P-wave velocity is also low, but the strongest texture are directly reflected by the S-wave anisotropy (6%) and S1 polarization. The V_p distribution is dependent on proportion plagioclase/diopside in matrix and it is controlled by the b-axis of both minerals. We conclude that differences in grain size suggests a strong partitioning of deformation between grain size sensitive processes in fine-grained aggregates, and dislocation creep in large grains aggregates and these differences are also perceived in seismic behavior of the aggregate.

Key words: deformation mechanism, plagioclase, diopside.

Lista de figuras da dissertação

Figura 1 - Localização da área de estudo. Modificado de Lima 2011.....	14
Figura 2 - Posicionamento dos bolcos cratônicos brasileiro e formação das províncias estruturais brasileiras (Cordeiro & Oliveira 2017).	19
Figura 3 - Faixa Brasília, com destaque para o Complexo Barro Alto em vermelho, fonte: Santos (2011).	21
Figura 4 - e síntese da evolução tectônica: 1 – formação das porções superiores (Complexos Serra da Malacacheta e Serra dos Borges) e sequências vulcano-sedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis e Indianópolis); 2- Segundo evento extensivo e formação dos	23
Figura 5 - Mapa geológico simplificado do Complexo Barro Alto com destaque para área de estudo (retângulo vermelho).....	24
Figura 6 -Diagrama AFM (Lima 2010).....	25
Figura 7 - Sistema MEV-EBSD. Modificado de Morales (2006).	29
Figura 8 - Etapas na geração dos padrões por difração de elétrons e indexação dos dados. Modificado de Molares (2016).	31
Figura 9 - Etapas da preparação de amostras para análise via EBSD. Modificado de Ferreira (2016).....	33
Figura 10 - Representação da figuras de polo. Modificado de Mainprice (2008).	35
Figura 11 - O Espaço de Euler e a função de distribuição de orientação, modificado de Mainprice (2012)	36
Figura 12 - Representação da misorientation entre dois grãos. Modificado de Mainprice 2012.....	37
Figura 13 - Diferentes mecanismos ao longo do perfil da crosta. A imagem ressalta que em uma mesma profundidade minerais diferentes possuem comportamento diferente (Fossen & Cavalcante 2017).	38
Figura 14 - Esquema dos mecanismos de deformação rúpteis (a, b), dúcteis (c, d, e, f, g) e processos de recristalização dinâmica (h, i, j). Modificado de Fossen (2010) e Passchier & Trouw (1996).	42
Figura 15 – Esquema dos principais sistemas de deslizamento do plagioclásio.	44
Figura 16 - Velocidade da onda P em diferentes sítios tectônicos (Hacker et al. 2015).	50

Lista de Figuras do Artigo

Figure 1 – Geological map of the Barro Alto Complex	54
Figure 2 Microstructures in fine (a, b, c and d) and coarse grains domain (e, f, g and h). Pl- plagioclase; Py- pyroxene.	57
Figure 3 – Anorthite pole figure, all orientations in lower hemisphere.....	59
Figure 4 Diopside pole figure all orientations in lower hemisphere.	60
Figure 5 – Histograms of misorientations angles of anorthite plagioclase	62
Figure 6 – anorthite shape preferred orientations.	64
Figure 7 - P-wave velocity, S-wave anisotropy and Vs1 polarization in fine domain compared to anorthite and diopside pole figure	67
Figure 8 - P-wave velocity, S-wave anisotropy and Vs1 polarization in diferente proportion of anorthite and diopside in the coarse grains domain compared to anorthite and diopside pole figure.	68

Sumário

CAPÍTULO I	12
INTRODUÇÃO	12
1.1. Justificativa	13
1.2. Objetivos	13
1.3. Localização da área de estudo.....	13
1.4. Organização da dissertação.....	14
CAPÍTULO II	16
CONTEXTO GEOLÓGICO.....	16
2.1. Trabalhos anteriores	16
2.2. Evolução Tectônica	19
2.3. Geologia local	23
CAPÍTULO III	26
MATERIAIS E MÉTODOS.....	26
3.1 Introdução	26
3.2. Descoberta e desenvolvimento do sistema MEV-EBSD	26
3.3. Princípios da difração de elétrons	28
3.4. Parâmetros e amostragem e qualidade de indexação	31
3.5. Representação de dados	34
CAPÍTULO IV	38
FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	38
3.1. Mecanismos de deformação.....	38
3.1.1. Plagioclásio.....	43
3.1.2. Piroxênio	45
3.2. Propriedades físicas – anisotropia sísmica	46

3.2.2. Principios e fundamentação	46
3.2.2. Trabalhos anteriores	49
CAPÍTULO V	51
Deformation mechanism and seismic anisotropy in plagioclases and pyroxenes: an example from the Barro Alto Complex.....	51
CAPÍTULO VI.....	70
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	70
Referências Bibliográficas.....	72

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A localização da deformação em zonas bem definidas onde há prevalência de mecanismos rúpteis ou dúcteis é alvo de diversos estudos, sobretudo aqueles que avaliam a reologia da crosta (Fossen & Cavalcante 2017). O estudo de orientações cristalográficas preferenciais (OCP) em minerais naturalmente deformados, fornece inúmeras informações sobre os processos geodinâmicos aos quais uma rocha foi submetida (Handy & Brun 2004). Esse estudo é considerado uma importante ferramenta para compreender o comportamento mecânico das rochas mediante deformação uma vez que as OCP refletem a intensidade da deformação, as condições físicas e da cinemática do regime (Egydio Silva 1996, Bascou 2002, Satsukawa *et al.* 2013).

As OCP são formadas a partir da deformação intracristalina por meio de plasticidade em mecanismos de fluxos de deslocações, fluxo por difusão, deslizamentos de borda de grãos ou geminações mecânicas (Egydio Silva 1996, Vernon 2004, Fossen 2010).

A orientação cristalográfica das fases que compõe um agregado é uma informação extremamente interessante, pois a partir da mesma é possível calcular as propriedades físicas de uma agregado, o que permite inferir o comportamento anisotrópico do meio (Bascou 2002). Um meio é dito anisotrópico se é possível perceber a variação de uma dada propriedade física em relação à direção média. A anisotropia sísmica, por exemplo, é resultado da variação da velocidade de propagação das ondas compressoriais (ondas P) e cisalhantes (ondas S) em relação às direções de polarização (Maninprice 2007, Hielscher *et al.* 2010, Long & Becker 2010).

Sendo feldspatos e piroxênios minerais de grande abundância na crosta inferior, a compreensão do comportamento desse mineral mediante deformação e a influência que tais mecanismos exercem sobre as propriedades sísmicas do meio é de grande importância para melhor entender a reologia crustal (Bascou 2002).

O estudo propõe, portanto, a análise de plagioclásio em gabro-noritos deformados em altas condições de pressão e temperatura provenientes do

Complexo Barro Alto. Pretende-se se compreender os processos deformacionais e as propriedades sísmicas anisotrópicas dos mesmos.

1.1. Justificativa

Trabalhos recentes mostram que as propriedades sísmicas da crosta inferior são associadas, principalmente, aos piroxênios, anfibólios, micas e plagioclásios, mas a contribuição individual de cada um desses minerais às descontinuidades encontradas dentro dessa camada ainda não é totalmente compreendida (Lloyd *et al.* 2011).

Os trabalhos que abordam microestruturas e mecanismos de deformação em rochas da fácies granulito ainda são poucos, comparados com estudos realizados em rochas monominerálicas ou rochas poliminerálicas de menor grau metamórfico, uma vez que a baixa simetria dos feldspatos e a textura granoblástica típica nessas rochas dificultam a interpretação dos mecanismos de deformação (Bascou 2002).

Por fim, a associação entre os estudos referentes às microestruturas e propriedades físicas anisotrópicas tem um papel importante no entendimento geodinâmico terrestre, pois contribuem para melhor compreensão acerca de regiões de grandes descontinuidades crustais, tais como as zonas de cisalhamentos (Morales 2006).

1.2. Objetivos

O trabalho possui dois objetivos:

- 1) Investigar quais mecanismos de deformação foram ativos nos plagioclásios e piroxênios da porção granulítica do Complexo Barro Alto;
- 2) Avaliar a influência das diferentes texturas na anisotropia sísmica da crosta.

1.3. Localização da área de estudo

A área de estudo engloba o Complexo Barro Alto (CBA) posicionado na Faixa Brasília, porção central do Brasil.

O CBA localiza-se na porção central do estado de Goiás, se estendendo por cerca de 150 km entre as cidades de Barro Alto e Rubiataba (Figura 1). Tendo como coordenadas máximas 14°37' S e 48°43' W e mínimas 15°17' S e 49°53' W, ocupa parte das folhas de Uruaçu (SD-22-Z-B-IV), Barro Alto (SD-22-Z-B-V), Ceres (SD-22-Z-C-III), Goianésia (SD-22-Z-D-I) e Vila Propício (SD-22-Z-D-II).

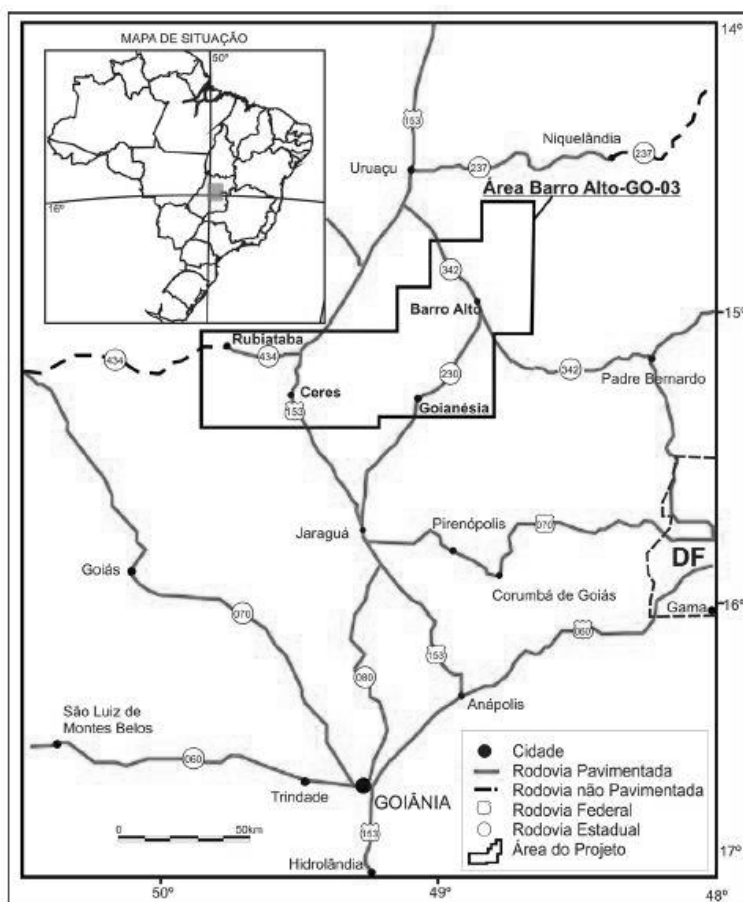


Figura 1 - Localização da área de estudo. Modificado de Lima 2011.

1.4. Organização da dissertação

Além do presente capítulo (Capítulo I) que é destinado à introdução da pesquisa bem como a justificativa, localização da área de estudo, a dissertação está dividida em cinco capítulos.

O Capítulo II apresenta os aspectos referentes à geologia do Complexo Barro Alto, com destaque para evolução tectônica do mesmo. O tópico de geologia local contém a descrição dos pontos de coleta das amostras com base em pesquisas anteriores uma vez que não foram realizados trabalhos de campo.

O terceiro capítulo apresenta a descrição dos materiais e métodos, mostrando uma revisão sobre a técnica de difração de elétrons retro-espalhados e aplicações dentro da geociência.

Já o Capítulo IV é destinado à fundamentação teórica da pesquisa. Esse capítulo apresenta uma revisão sobre os mecanismos de deformação e estudos de anisotropia sísmica derivadas de orientações cristalográficas preferenciais.

Os resultados são apresentados na forma de artigos no Capítulo V. Esse artigo reúne todos os dados de orientação cristalográfica e padrões sísmicos escrito na língua inglesa, pois se pretende submeter para a revista *Tectonophysics*.

O último capítulo (Capítulo VI) é destinado à conclusão da pesquisa e considerações finais.

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Trabalhos anteriores

Os trabalhos iniciais referentes ao Complexo Barro Alto (CBA) foram de natureza descritiva, tais como Baeta Jr. *et al.* 1972, Moraes & Fuck 1994, Lima & Ribeiro 2010. As discussões quanto à origem do complexo consideravam as hipóteses de o mesmo constituir complexo do Tipo *Bushveld*, de origem ofiolítica e uma terceira corrente ainda o considerava como uma nova categoria de sequências pseudo-estratiformes (Fuck 1994).

A princípio foram separadas unidades estratigráficas em Porção Oriental, não diferenciada, e Porção Ocidental, diferenciada (Baeta Jr. *et al.* 1972, Suíta 1996). Com os estudos de Stache (1976), Figueiredo (1978) e Girardini *et al.* (1981) a compartimentação passa a relacionar-se à evolução magmática quando então são individualizadas quatro zonas: Zona basal, Zona Ultramáfica, Zona Anortosítica e Zona Superior.

Mapeamentos posteriores em maior detalhe separaram o complexo em Sequência Granulítica Serra de Santa Bárbara, Sequência Plutônica Serra da Malacacheta e Sequência Vulcano-sedimentar Juscelândia. A nomenclatura “Sequência Granulítica Serra de Santa Bárbara” foi usada também por Suíta (1996), que define a Zona de Tectonitos basais. Contudo essa sequência é novamente redefinida por Ferreira Filho *et al.* (1997) como Série Acamadada Inferior. Nesta nova classificação, essa série é novamente subdividida em Zona Máfica e Zona Ultramáfica, já a “Sequência Serra da Malacacheta” se torna Série Acamada Superior, indiferenciada e formada pelas porções anortositicas, gabroicas e eventuais intercalações de piroxenitos.

Posteriormente, a porção ocidental do complexo é novamente dividida em Zona de Tectonitos Basais e Zona Máficas Acamadadas, ambas agrupadas na Série Magmática Goianésia. Essa porção foi definida como uma intrusão estratiforme metamorfisada em alto grau. A análise da paragênese plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio foi utilizada como justificativa para os corpos constituírem complexos estratiformes onde tal sequência de cristalização é mais compatível e não ofiolitos, onde a presença de ortopiroxênios é menos comum (Suíta 1996, Lima e Ribeiro 2010).

Ferreira Filho *et al.* (2010) retratam o sistema Barro Alto como dois corpos de origem magmática distinta, apresentando petrologia semelhante, mas idade distinta, 1,25 e 0,79 Ga. (Datações U-Pb em zircão, Suíta 1996; Pb-Pb em galena, Ferreira Filho *et al.* 2010). Conclui-se que os corpos magmáticos formados em dois sistemas de riftes distintos e ambos submetidos à tectônica compressiva relacionada ao Ciclo Brasileiro, culminando no desenvolvimento da Zona de empurrão Rio Maranhão (Ferreira Filho *et al.* 2010). O corpo ígneo formado durante o Mesoproterozoico (1,25 Ga) corresponde às rochas plutônicas da Sequência Superior que se associa à Sequência Vulcano-sedimentar Juscelândia, enquanto a associação ígnea Neoproterozoica (0,79 Ga.) representa a Sequência Inferior.

Posteriormente, essa nomenclatura foi revisada e os termos “Barro Alto”, “Cana Brava” e “Niquelândia” que definiam os três complexos acamadados da Faixa Brasília passam a ser usados apenas para as unidades granulíticas desses corpos (Correia *et al.* 2012, Fuck *et al.* 2017). As unidades de fácies anfibolito foram renomeadas para Serra da Malacacheta no antigo Complexo Barro Alto e Serra dos Borges no até então Complexo Niquelânida. Outra importante modificação feita recentemente é a idade dos complexos. Os corpos superiores e sequências vulcano-sedimentares até então descritas como unidades mesoproterozoicas passaram a ser consideradas neoproterozoicas (Fuck *et al.* 2017).

Quadro 1: Divisões estratigráficas para o Complexo Barro alto, modificado de Santos (2011) e Lima & Ribeiro (2010).

Baeta Jr. <i>et al.</i> (1972)	Figueiredo (1978)	Fuck <i>et al.</i> (1981)	Oliveira (1993)	Suita (1996)	Ferreira Filho <i>et al.</i> (1997)	Ferreira Filho <i>et al.</i> (2010)	Correia <i>et al.</i> (2012); Fuck <i>et al.</i> (2017)	Descrição
		Seq. Juscelândia	Seq. Juscelândia	Seq. Juscelândia	Seq. Juscelândia	Associação ígnea Mesoproterozoica: Complexo Serra da Malacacheta	Sequência Juscelândia	Anfibolitos metassedimentos e metavulcânicas ácidas
Segmento Oriental	Subzona Meta- gabróica Ocidental	Seqüência Serra da Malacacheta		Seqüência Serra da Malacacheta	Série Acamadada Superior	Sequência Juscelândia	Complexo Serra da Malacacheta	Okivina-gabro coronítico, troctolito, gabros, intercalações de camadas de piroxenitos, metagabro de granulação gina; Metaanortosito bandado, metagabro anortositico intercalado com piroxenitos
	Subzona Meta- anortozítica Ocidental			Seqüência Serra Grande (+ Seq. Sul)				
Segmento Ocidental	Zona Ultrabásica	Seqüência Serra de Santa Bárbara	Seqüência Goiânia	Seqüência Serra de Santa Bárbara	Série Acamadada Inferior	Associação ígnea Neoproterozoica: Complexo Barro Alto	Complexo Barro Alto	metaperidotitos e Metanorito metagabronorito granulítico intercalações de piroxenitos
	Zona Gabróica Oriental			Zona de tectonitos	Segmento meridional E- W			

2.2. Evolução Tectônica

O complexo Barro Alto (CBA) posiciona-se na porção central da Província Estrutural Tocantins sendo este um sistema orogênico brasileiro que engloba as faixas de dobramento Brasília (FB), Araguaia (FA) e Paraguai (FA). A Província Tocantins (Figura 2) encontra-se entre os crátons Amazônico, a oeste, São Francisco, a leste, e Paranapanema, a sudoeste (Fuck 1994, Santos 2011, Fuck *et al.* 2017) e foi desenvolvida durante o Neoproterozóico a partir da fragmentação do Supercontinente Rodínia e culminando na aglutinação do Supercontinente Gondwana (Santos 2011). Atualmente, esta província encontra-se parcialmente coberta pelas bacias do Paraná, ao sul, e Parnaíba, ao norte (Fuck *et al.* 2017).

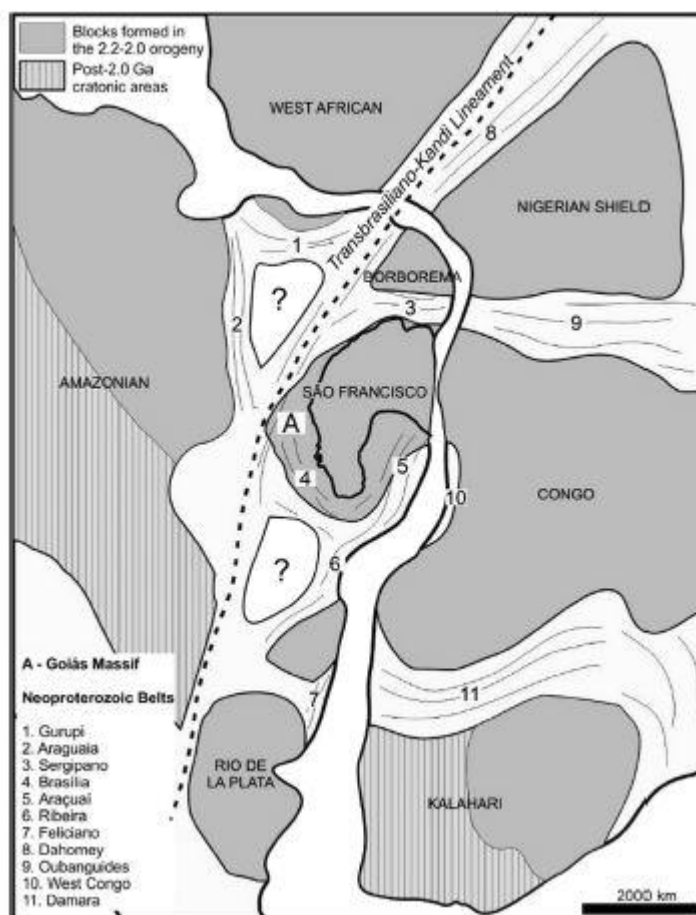


Figura 2 - Posicionamento dos blocos cratônicos brasileiro e formação das províncias estruturais brasileiras (Cordeiro & Oliveira 2017).

A evolução tectônica do CBA está intimamente ligada à formação da Faixa de dobramentos Brasília (Figura 3). Esta Faixa é uma zona colisional que bordeja a porção oeste do Cráton São Francisco por cerca de 1100 km de extensão (Fuck *et al.* 2017). A variação do estilo estrutural levou a divisão dos setores Setentrional (orientação NE) e Meridional (orientação NW), que são ligados pela Megaflexura Pirineus (orientação EW) (Lima 2011, Fuck *et al.* 2017).

Em termos estratigráficos, a FB é formada por um pacote espesso de sedimentos depositados em ambiente de margem passiva associados a rochas de arco vulcânico, melange ofiolítica, intrusões cálcio-alcálicas e granitos tipo S (Fuck *et al.* 2017). A compartimentação tectônica da FB conta com um domínio cratônico (Cráton São Francisco) além de das zonas externa e interna, de leste para oeste (Ulhen *et al.* 2012). Frequentemente encontra-se na literatura zona externa dividida entre suas unidades constituintes, ou seja, os domínios sedimentares, maciço de Goiás e arco magmático de goias (Fuck *et al.* 1994, Silva *et al.* 2008). A divisão entre as zonas interna e externa é fortemente marcada pela Zona de empurrão Rio Maranhão (Silva *et al.* 2008).

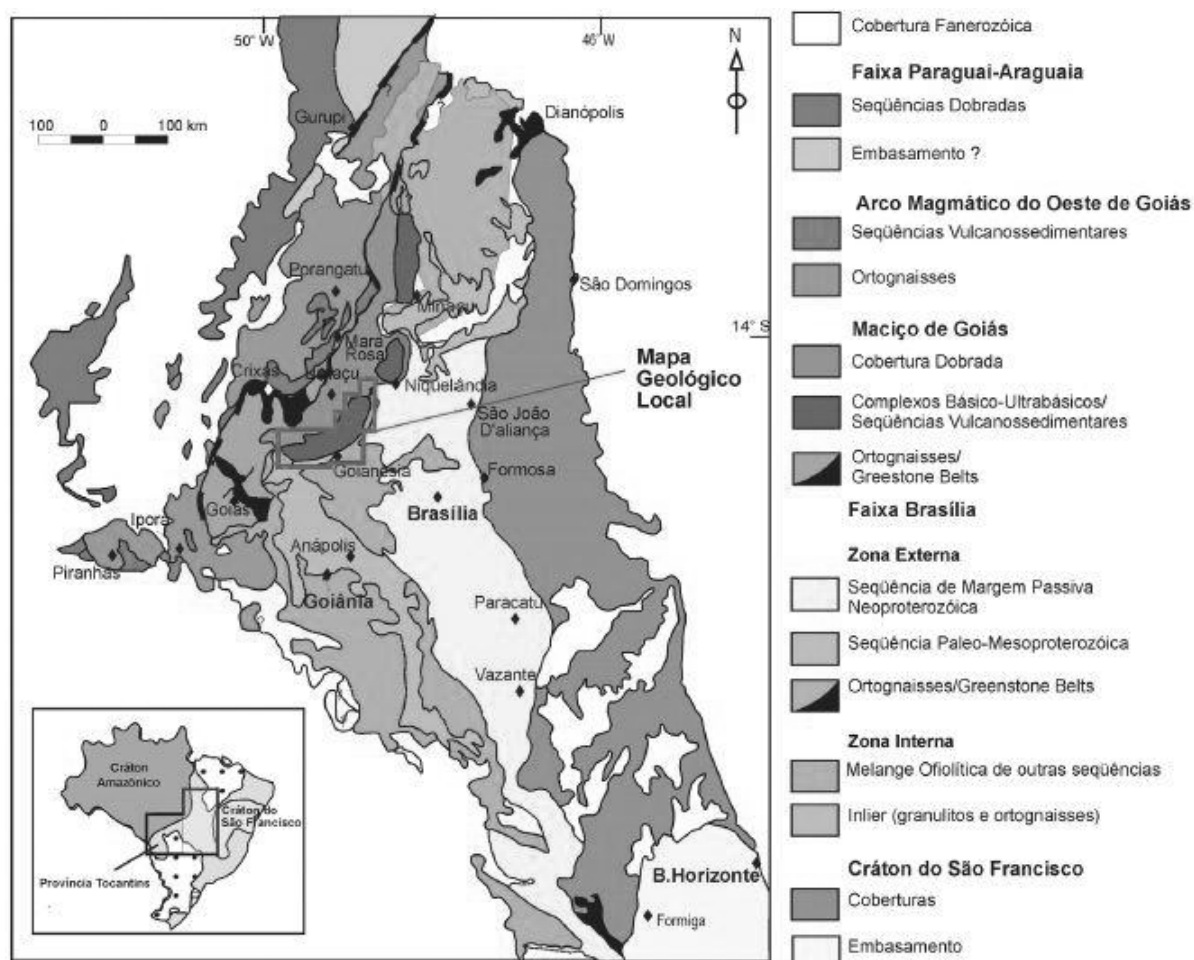


Figura 3 - Faixa Brasília, com destaque para o Complexo Barro Alto em vermelho, fonte: Santos (2011).

O domínio cratônico consiste na porção do Cráton São Francisco coberta estratos neoproterozoicos referentes à bacia homônima (Fuck *et al.* 2017). É representado pelos grupos Bambuí e Vazante que possuem sedimentos argilosos carbonáticos suavemente dobrados e coberturas fanerozoicas (Uhlein *et al.* 2012). É um domínio autóctone onde o embasamento não está envolvido na deformação e o limite com a zona externa da Faixa Brasília é indicado por zonas de empurrão de baixo a médio ângulo (Uhlein *et al.* 2012) conhecida como Falha de São domingos (Dardene 2000, Fuck *et al.* 2017). O Grupo Bambuí na porção meridional e é interpretado como sendo depositados em uma bacia do tipo ante-país (Valeriano *et al.* 2004, Pimentel *et al.* 2004).

O domínio externo é formado por uma megasequência do tipo rift-sag (grupos Araí e Natividade) paleoproterozoica (Fuck *et al.* 2017), além das unidades metassedimentares mesoproterozoicas que compõe os grupos Canastra na porção meridional e Paranoá na porção setentrional (Pimentel *et al.* 2004, Uhlein *et al.* 2012).

O domínio interno contém unidades alóctones multideformados (grupos Araxá e Serra da Mesa) além do maciço de Goiás e arco magmático de Goiás. Nesta porção o embasamento está fortemente envolvido na deformação (Ulhen *et al.* 2012).

O Maciço de Goiás representa um microcontinente formado por sequências granito-*greenstone* e granitos-gnaiss arqueanos (Terreno Crixás-Goiás), retrabalhadas durante o Evento Transamazônico (2.2 a 2.0 Ga.), granitos-gnáissicos e sequências vulcano-sedimentares paleoproterozoicas (Almas-Natividade-Cavalcante) no qual os complexos acamadados (CBA, CN e CCB) e sequências vulcano-sedimentares (Juscelândia, Indianópolis e Palmeirópolis) se desenvolveram em um evento tafrogênico restrito (Valeriano *et al.* 2004, Pimentel *et al.* 2004).

Em uma visão geral, os complexos são formados por duas grandes séries distintas. A sequência tectonicamente inferior é formada por uma zona máfica, compostas por metanoritos e metagabronoritos intercaladas com piroxenitos, intrusões dioríticas e supracrustais granulitizadas e por uma zona ultramáfica composta por peridotitos serpentinizados, exibindo contato tectônico com as rochas arqueanas do embasamento (Lima & Ribeiro 2010). A porção tectonicamente superior é composta por uma sequência gabro-anostositica em contato tectônico com o complexo inferior e sotoposta por sequência vulcano-sedimentar (Lima & Ribeiro 2010).

As datações apresentadas por Suíta (1996) e Ferreira Filho *et al.* (2010) correspondem a duas fases de sistemas riftes intracontinentais distintos (Figura 4): um rifte mesoproterozoico que evolui para bacia oceânica e outro rifte neoproterozoico, ambos posteriormente afetadas pelo Ciclo Brasileiro (Ferreira Filho 2010). Atualmente sabe-se que os dois sistemas riftes foram desenvolvidos durante o neoproterozoico (Correia *et al.* 2012, Fuck *et al.* 2017) e podem ser correlacionadas à fase inicial de quebra do supercontinente Rodínia (Pimentel *et al.* 2004, Silva *et al.* 2008).

O controle estrutural da área relaciona-se com a formação da Zona de empurrão Rio Maranhão, que é um segmento contínuo na porção meridional da FB, de vergência ESE e formado por rampas frontais e laterais (Fonseca 1996, Silva *et al.* 2008). Pela análise da atitude das foliações presentes no *hangwall* e *footwall* desse sistema de falhas interpreta-se um regime com s_1 subhorizontal. (Silva *et al.* 2008).

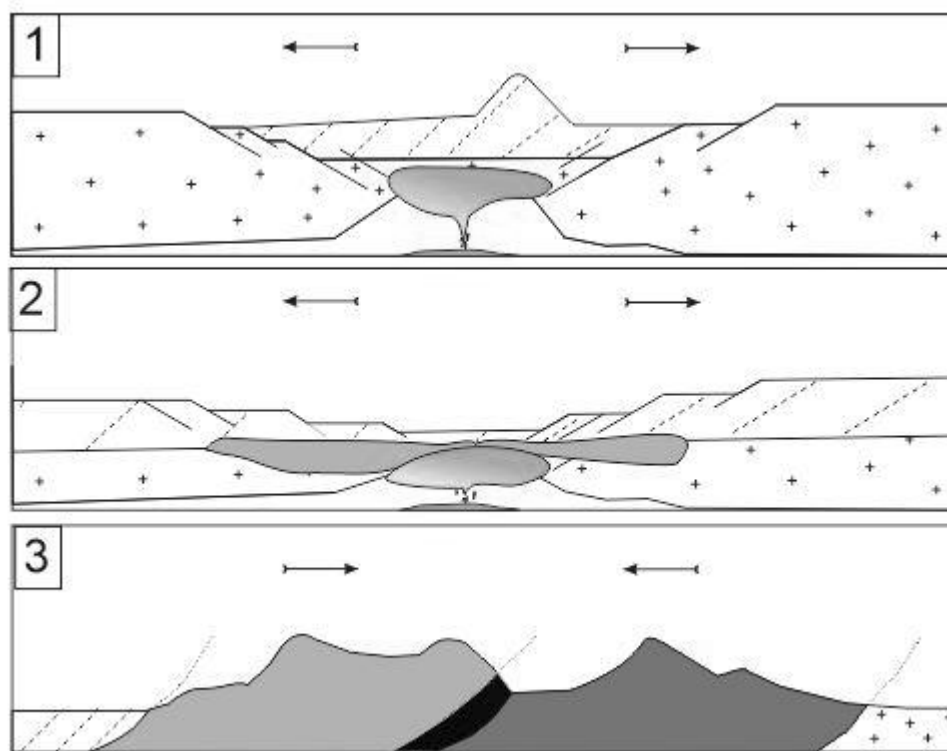


Figura 4 - e síntese da evolução tectônica: 1 – formação das porções superiores (Complexos Serra da Malacacheta e Serra dos Borges) e sequências vulcano-sedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis e Indianópolis); 2- Segundo evento extensivo e formação dos

2.3. Geologia local

As amostras estudadas correspondem especificamente aos granulitos máficos do Complexo Barro Alto, na porção máfica inferior. São compostos por metanoritos e metagabronoritos bandados, onde ocorrem texturas cumuláticas, com cúmulos de piroxênio e plagioclásio. A foliação milonítica é bem desenvolvida em uma matriz granoblástica composta principalmente de plagioclásios e piroxênios, com minerais acessórios ilmenita, pirrotita, calcopirita e pletandita (Suíta 1996, Lima & Ribeiro 2010).

As amostras foram coletadas na porção oriental do CBA, nas proximidades de Barro Alto. O mapa abaixo (Figura 5) tem como base no Mapa Tectônico e de Pontos do Complexo Acamadado Máfico-Ultramáfico de Alto Grau (Suíta, 1996) e Sequências Adjacentes e o Mapa Geológico adaptado de Ferreira Filho *et al.* (2010) e assinala a pareia de coleta das amostras.

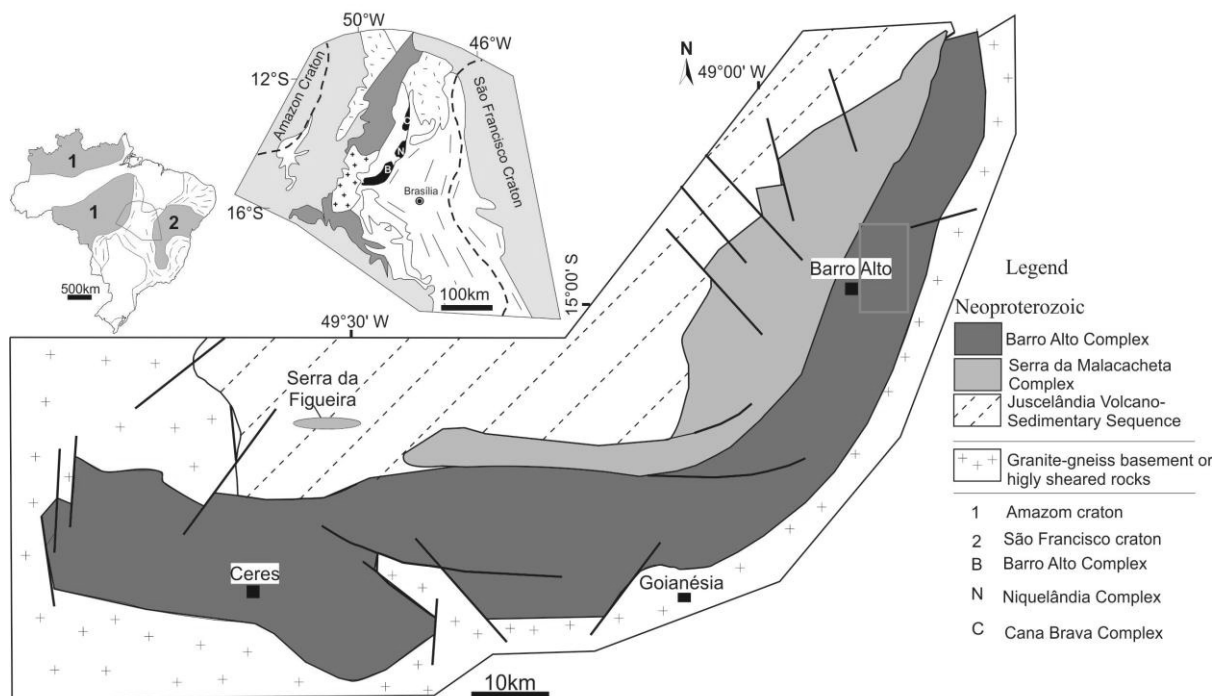


Figura 5 - Mapa geológico simplificado do Complexo Barro Alto com destaque para área de estudo (retângulo vermelho).

O diagrama AFM (Figura 6) ilustra o caráter toleítico dessa unidade, ressaltando um *trend* que mostra que as unidades menores (piroxenitos na base seguidos de metagabro e metagabronoritos) são formadas por diversos pulsos que sofreram fracionamento dentro da câmara magmática (Oliveira 1993, Lima & Ribeiro 2011).

Análises de geotermometria (pares de piroxênios) indicam temperatura de cristalização próxima a 1300°C e reequilíbrio entre 750-900°C, caracterizando metamorfismo fácies granulito e a substituição parcial de piroxênios para biotita e hornblenda marca o retrometamorfismo na fácies anfibolito (Suíta 1996).

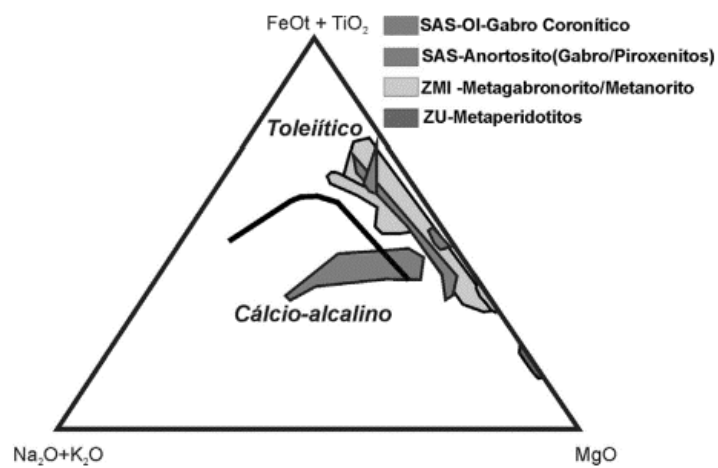


Figura 6 -Diagrama AFM (Lima 2010)

MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Introdução

O projeto conta com vinte lâminas de diferentes porções do CBA que foram previamente estudadas com outro foco. Na etapa inicial essas amostras foram analisadas por microscopia óptica a fim de selecionar áreas de maior interesse para análise detalhada por microscopia eletrônica de varredura (MEV). Para tais análises foi utilizado um microscópio óptico LEICA DM2500P com sistema de captura de imagens LEICA DFC 295 acoplado. A descrição das amostras foi realizada no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) da Universidade Federal do Paraná. Por esta observação, seis amostras foram escolhidas para as etapas posteriores. Os critérios utilizados foram a presença de microestruturas de interesse, representatividade e a qualidade das amostras.

Em seguida, as amostras foram polidas em politizes mecânicas (LaboPol MiniMet) em sílica coloidal e/ou alumina. O tempo e tipo de polimento utilizado basearam-se na qualidade da amostras e dos sinais emitidos em testes rápidos no MEV. O polimento foi realizado no Laboratório de Minerais e Rochas (Lamir - UFPR).

Por fim a análise por microscopia eletrônica de varredura associada à técnica de difração de elétrons retro-espalhados (MEV-EBSD) foi realizada em laboratórios da Universidade Federal do Paraná equipados com microscópios eletrônicos de varredura (MEV) que contém detectores EBSD e EDS. O microscópio utilizado foi o MEV - TESCAN FEG-MIRA 3, equipado com um detector de EBSD e EDS da Oxford-HKL, do Laboratório de Microscopia Eletrônica dos Institutos LAME-LACTEC.

Os dados foram tratados usando a *toolbox* MTEX, versão 4.5.1. Foram gerados figuras de polo (todos os grãos, hemisfério superior e em resolução), J index e histogramas de *misorientation* e de tamanho de grãos. Os dados sísmicos de *plots* de velocidade de onda P e S1 e S2, polarização de onda S1, anisotropia de onda S, Vs1-Vs2, Vp/Vs e Vp/Vs2 foram calculados usando o método de Voigth-Reuss-Hill.

3.2. Descoberta e desenvolvimento do sistema MEV-EBSD

O fenômeno de difração é conhecido desde os primórdios da microscopia eletrônica, mas a princípio o mesmo foi empregado apenas no estudo de grãos individuais de metais (Venables & Harland 1973, Dingley & Randle 1992, Randle &

Engler 2000). Progressivamente, a técnica foi adaptada para análise de cerâmicas e por último minerais em um agregado policristalino (Morales *et al.* 2007).

Os primeiros trabalhos relacionados à técnica de difração em rochas foram publicados em 1928 por Kikuchi e Nishicawa & Kikuchi que reportaram os padrões de difração em mica e calcita (Maitland & Stizman 2007, Mainprice 2012a). Mas o fenômeno em si já havia sido descrito por Laüe em 1912 em experimentos que resultaram nas famosas equações de difração de Laüe e Bragg (Morales 2006). Nos anos seguintes, trabalhos isolados foram publicados (Finch & Wilman 1937), Alam *et al.* em 1954(*in* Maitland & Stizman 2007, Mainprice 2012a). Entretanto, apenas em 1965 o primeiro Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) foi desenvolvido em escala comercial pela *Cambridge Scientific Instrument Company*, na época chamado de 'StereoScan' (Mainprice 2012a).

Em 1967 foram descritos padrões de tunelamento de elétrons ou '*electron-channelling patterns* (ECP)' por Coates que foram aprimorados em 1971 por Joy & Booker (Maitland & Stizman 2007, Mainprice 2012a), resultando em uma nova técnica de difração que foi utilizada até o início da década de 90, quando então foi substituída pelos padrões de difração de elétrons retro espalhados (*electron backscatter patterns* - *EBSP*) definidos por Vernables em 1979 (Maitland & Stizman 2007). Essa mudança só foi possível devido aos trabalhos de Dingley que em 1984, dando continuidade aos trabalhos de Vernables aprimora a aquisição de dados utilizando uma tela de fósforo e câmera de TV (Maitland & Stizman 2007).

Em 1986 Schmid produz um software capaz de analisar e indexar os padrões medidos automaticamente resultando no primeiro sistema EBSD vendido em larga escala pela *Link Analytical* atual *HKL/OXFORD* (Maitland & Stizman 2007). Posteriormente, as principais modificações foram a adaptação do sistema à técnica de Dingley/Vernables e a utilização Transformada de Hough, proposta em 1992 por Krieger-Lassen, Conradsen e Juul-Jensen (Maitland & Stizman 2007). Essas duas modificações tornaram a técnica mais precisa e rápida além de melhorar a qualidade das imagens obtidas.

Uma segunda fabricante foi fundada em 1993, a TexSEM Laboratory-TSL. Estas duas companhias continuam hoje como as maiores fabricantes mundiais do sistema de EBSD.

As adaptações do sistema a partir de então foram principalmente em função da melhora dos softwares e agilidade do processo. Uma adaptação que tem ganhado

cada vez mais espaço é a utilização do sistema de feixe de íons focalizados associado ao MEV (*Focused Ion Beam – FIB/SEM*). Este sistema permite o desbaste da amostra por um feixe de elétrons enquanto os dados são coletados pelo sistema EBSD permitindo análise em três dimensões de secção polidas.

Outra modificação que tem se mostrado muito eficaz, mas ainda está restrita a poucos laboratórios é a inclinação da coluna no MEV de forma a permitir que a amostra seja inserida na horizontal dentro da câmara de vácuo. Essa pequena modificação tem possibilitado a análise da deformação continua por permitir que os padrões de difração sejam lidos enquanto experimentos de deformação e/ou aquecimento se desenvolvam *in situ* (Schwartz *et al.* 2009). No caso de colunas verticais, como a amostra deve ser inclinada para que haja melhor escoamento dos elétrons, esse ângulo de inclinação influencia na deformação experimental o que gera resultados equivocados.

3.3. Princípios da difração de elétrons

A difração de elétrons é um fenômeno de interferência no qual um obstáculo modifica a trajetória de propagação das ondas, ocorrendo para qualquer tipo de onda (Morales 2006) e pode ser observado tanto na microscopia e transmissão quanto na microscopia eletrônica de varredura

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) é composto por um canhão, no qual se localiza um filamento de tungstênio, monocristal de tungstênio ou Lab6, além de uma coluna vertical que colima o feixe de elétrons e uma câmara de vácuo na qual a amostra é posicionada (Moreira 2012). O EBSD é composto por uma câmera de vídeo de luz baixa intensidade (*low light video camera*), tela de fósforo (*phosphor screen*), controle de câmera/difração de unidade de processamento padrão, computador e software de controle e processamento de dados, padrão de indexação, podendo ser interligado a quase todos os sistemas do MEV (Randle 2004). O sistema MEV-EBSD é conectado a computadores que permitem a visualização da imagem e a calibração do equipamento (Figura 7).

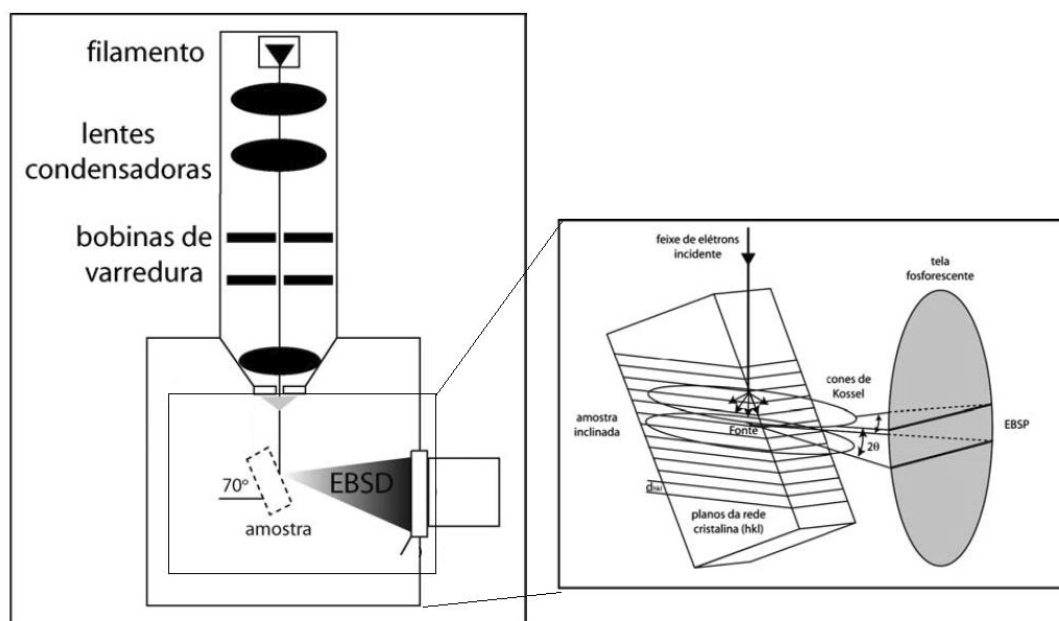


Figura 7 - Sistema MEV-EBSD. Modificado de Morales (2006).

No canhão do MEV um feixe de elétrons é gerado pelo efeito fotoelétrico no filamento, operando na faixa entre 1 e 30 kV. Esse feixe é focalizado em uma amostra posicionada dentro da câmara de vácuo por três lentes eletromagnéticas convergentes e varre a amostra em linhas sucessivas e gera sinais transmitidos para uma tela catódica (Morales *et al.* 2007).

A interação entre o feixe primário e amostra gera uma dispersão de parte dos elétrons difundidos fazendo com que diferentes sinais sejam emitidos pela amostra. São utilizados na obtenção de imagens os sinais obtidos a partir dos elétrons secundários e retroespalhados. Os elétrons secundários são de baixa energia (50 eV por colisão inelástica) e formarão imagens de alta resolução e com relevo (Morales 2006, Morales & Fernandes 2007). Os elétrons retroespalhados possuem maior energia (colisão elástica de igual ou maior energia do feixe incidente), gerando informações tanto do relevo quanto da composição da amostra (Morales 2006, Morales & Fernandes 2007).

Para toda família de planos hkl na qual a condição de espalhamento elástico satisfizer a Lei de Bragg são formados os cones de difração de Kossel que por sua vez definem as bandas de Kikuchi (Bascou 2012). A Lei de Bragg é dada pela Equação 1, onde d_{hkl} é a distância interplanar entre as camadas da rede cristalina, θ representa do

ângulo de incidência do feixe, η é a ordem de difração e λ é o comprimento de onda relacionada à tensão de aceleração dos elétrons.

$$n\lambda = 2d\sin(\theta) \text{ (Equação 1)}$$

Os cones de Kossel são a representação em 3D da trajetória do elétron, sendo definidos para cada plano hkl dois cones com eixo perpendicular à esse plano (Bascou 2002). Quando projetados na tela de fósforo, devido ao grande ângulo de abertura, esses cones aparecem como um par de linhas, sendo estas bandas de Kikuchi (Bascou 2002). Cada par projetado na tela fosforescente representa então os planos cristalográficos e sua distribuição geométrica, ou seja as características de simetria do cristal analisado (Morales & Fernandes 2007). Por consequência da Lei de Bragg, a largura das bandas é inversamente proporcional à distância inter-reticular e os ângulos entre as bandas correspondem aos ângulos formados entre famílias de planos reticulares de forma que a interseção entre bandas represente uma direção cristalográfica (Bascou 2012). Os padrões resultantes são chamados de EBSP (*elétron back-scattered patterns*).

Todas as imagens são obtidas pela tela de fósforo e transmitidas por um dispositivo de carga acoplada CCD (Randle 2004), onde a imagem é convertida em valores numéricos para ser analisada pelo computador como uma função bidimensional de brilho e representada por um conjunto de elementos de tela (pixel) (Moreira 2012).

Em seguida ocorre então a Transformada de Hough, processo no qual um algoritmo localiza e converte as intensidades das bandas de Kikuchi em picos no espaço de Hough de forma que cada ponto representa uma coordenada polar de acordo com ângulo e distância do centro da imagem original, permitindo assim a descrição de sua orientação (Morales *et al.* 2007). A transformada utiliza coordenada polar para definir segmentos de retas a partir da distância da normal até a linha de origem e ângulo entre a normal e a horizontal (Moreira 2012), onde os pontos com coordenadas (x, y) são transformados em uma curva coseno (Morales 2006). O resultado é então comparado com as informações disponíveis no banco de dados cadastrado e a solução que melhor se apresenta é indexada (Randle 2004, 2009). O processo de indexação de dados está esquematizado na Figura 8 abaixo.

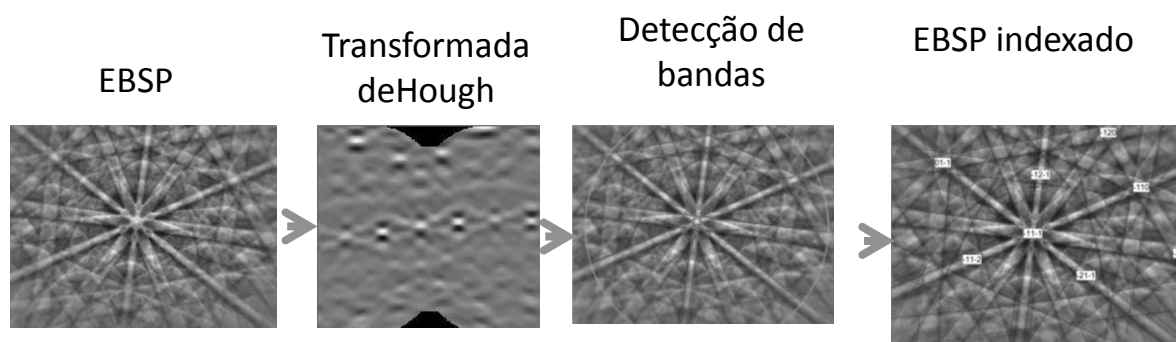


Figura 8 - Etapas na geração dos padrões por difração de elétrons e indexação dos dados. Modificado de Molares (2016).

Por fim, as orientações cristalográficas e dados relativos à qualidade do padrão são armazenados e descritos em relação a um referencial fixo. Estas orientações são representadas então como rotações sucessivas, a partir deste referencial estático, no Espaço de Euler (Morales 2006).

O Espaço de Euler é definido tendo como base a relação entre os sistemas de coordenadas de uma amostra (Ka) e do cristal (Kb) por meio de uma matriz de transformação 3×3 formada pelos cossenos entre os eixos $[X \ Y \ Z]$ da amostra e $[X' \ Y' \ Z']$ do cristal (Bunge 1985). O ângulo entre esses eixos é determinado assumindo-se o paralelismo inicial entre os dois sistemas, quando então são efetuadas rotações sucessivas (Rotações 1, 2 e 3) no sistema Kb de forma a atingir sua orientação original.

Rotação 1: Rotação em torno do eixo Z' com ϕ_1 graus, onde $0 \leq \phi_1 \leq \pi$;

Rotação 2: Rotação em torno do eixo X' com Φ graus, onde $0 \leq \Phi \leq \pi$;

Rotação 3: Rotação em torno do eixo Z' com ϕ_2 , graus, onde $0 \leq \phi_2 \leq 2\pi$;

Convencionalmente, segue-se a notação Bunge (ϕ_1, Φ, ϕ_2), e essas orientações podem então ser representadas por uma gama de ferramentas, utilizando *softwares* específicos, a depender do objetivo desejado.

3.4. Parâmetros e amostragem e qualidade de indexação

Os parâmetros ligados à aquisição dos padrões de Kikuchi são a qualidade da amostra, o polimento e o processo de calibração.

A amostragem deve ser realizada em rocha sã, livre de alterações pois essas interferem nos padrões gerados (Morales 2006). As amostras devem ser orientadas e os cortes para confecção de lâminas e/ou blocos embutidos em resinas devem ser paralelo ao plano XZ do elipsoide de deformação finita (Figura 9). Tendo como

referencial os planos da foliação e lineação, o corte deve ocorrer normal ao plano da foliação (XY) e paralelo à lineação (Morales & Fernandes. 2007). As lâminas são iguais às confeccionadas para estudos petrológicos e os embutimentos são confeccionados com blocos de 1 cm³ montados em resina epóxi (Figura 9). A amostra pode ser metalizada ou contornada por fitas condutoras para melhorar a qualidade do sinal emitido.

A superfície a ser lida pelo microscópio deve ser a mais plana possível e livre de imperfeições que prejudiquem a emissão dos sinais. Para regularizar a superfície da amostra é realizado o polimento das mesmas (Figura 9). O procedimento é realizado em politrizes mecânicas e tecido de polimento umedecido com materiais abrasivos. O polimento é um procedimento demorado que varia de acordo com o material. É realizado em sucessivas etapas com auxílio de material abrasivo, geralmente pasta de diamante e por fim em sílica coloidal onde o polimento é de natureza mecânica-química. As amostras embutidas são desbatadas inicialmente por carbureto de silício e em seguida polidas em pasta de diamante em etapas seguidas nas quais a granulometria da pasta decresce (9, 6, 3,1 e 0.25 µm) e por fim com sílica coloidal (Morales & Fernandes. 2007). Já no caso de lâminas, o polimento é realizado apenas com pasta de diamante de 1 µm e 0.25 µm e por sílica coloidal. Entre cada etapa de polimento a amostra deve ser lavada com água destilada, seca em estufa e analisada em microscópio óptico para garantir que a mesma não seja desgastada excessivamente.

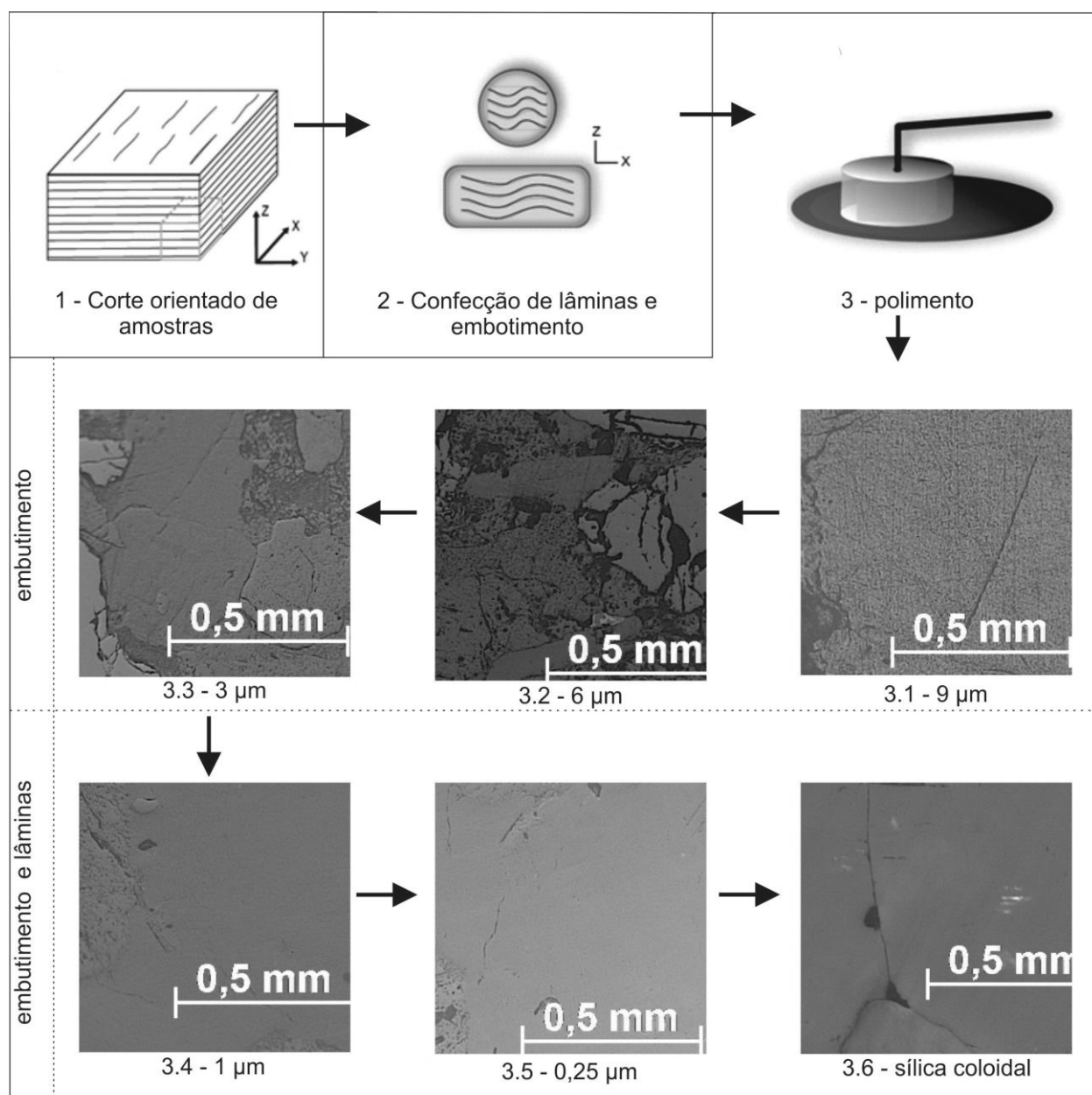


Figura 9 - Etapas da preparação de amostras para análise via EBSD. Modificado de Ferreira (2016)

Já a calibração do equipamento refere-se aos seguintes parâmetros:

- Ângulo entre o feixe incidente e a superfície da amostra: deve-se manter este ângulo entre 10° e 30°, sendo comum o uso de 20° o que implica a inclinação da amostra em 70° em relação ao eixo X do microscópio (Dingley & Randl 1992, Morales & Fernandes 2007). Esse procedimento facilita o escoamento dos elétrons ao longo dos planos (Morales & Fernandes 2007);
- Posições da fonte do padrão na amostra (*source point*) e o centro do padrão na tela: relacionadas com distância de trabalho (*pattern center*) e a distância entre

esses dois pontos (L) (Morales *et al.* 2007), são dados que devem ser fornecidos para remoção do *background* (Morales 2006).

- As fases carregadas para leitura que devem ser conhecidas para a amostra (*Match Units*): quanto maior o número de fases adicionadas, mais tempo o equipamento demora na comparação entre os padrões medidos e contidos no banco de dados, dessa forma deve-se conhecer a mineralogia a ser analisada para diminuir o tempo de leitura (Morales & Fernandes 2007, Gonçalves 2013);
- Desvio angular médio (*Mean Angular Deviation*, MAD): especifica a diferença entre bandas de Kikuchi simuladas e medidas (Morales & Fernandes 2007, Gonçalves 2013);
- O contraste de banda mínimo (*Band Contrast*): mede a qualidade do EBSP (Morales *et al.* 2007, Gonçalves 2013);
- A inclinação de banda mínima (*Band Slope*): analisa a qualidade da imagem de acordo com os gradientes de intensidade nas bordas das raias de Kikuchi (Morales *et al.* 2007, Gonçalves 2013);
- *Step size*: espaçamento de aquisição que reflete a distância de aquisição entre os dados, quanto menor maior o número de dados por pixel e maior o tempo de análise.

3.5. Representação de dados

Nas análises via EBSD para cada ponto obtém-se o nome da fase, sua orientação cristalográfica em ângulos de Euler, suas coordenadas (x, y) em μm , assim como os dados relativos à qualidade do padrão analisado como o *MAD*, contraste e inclinação de bandas, etc.

A partir dessas informações e pela utilização de ferramentas, diversas formas de apresentação podem ser plotadas de acordo com a natureza do estudo. As formas mais comuns de representação são:

- Mapas de fase

Tendo como base as fases indexadas na análise, torna-se possível criar mapas de fases ou de bordas de grãos. Os dados gerados podem então ser quantificados e então a proporção de cada fase na amostra, de bordas de grão compartilhadas entre fases específicas pode ser avaliada.

- Mapas de orientação

Consiste na representação da distribuição espacial das orientações cristalográficas, a partir de um código de cores RGB considerando os Ângulos de Euler ou a partir de um esquema de cores baseados na figura de polo inversa. No último, orientações cristalográficas são representadas por um espectro contínuo de cores, variando entre as direções principais do sistema cristalino analisado (vértices do triângulo).

- Figuras de polo e figuras de polo inversa

As figuras de polo consistem na representação de planos cristalográficos através de seus polos, baseados no sistema de coordenadas da amostra (Figura 10). Comumente representa-se planos cristalográficos específicos para cada fase em relação as direções, X, Y e Z do elipsoide de deformação finita (Mainprice 2012 b). Podem ser plotadas como pontos, que correspondem às direções cristalográficas $\{hkl\}$ ou $\langle hkl \rangle$ ou por diagramas com nível de contorno em múltiplos de distribuição uniforme (*multiples of uniform distribution*, m.u.d.), tanto no hemisfério superior quanto no hemisfério inferior da rede. As figuras de polo inversas são mais específicas, sendo plotadas de acordo com o sistema de coordenadas do cristal.

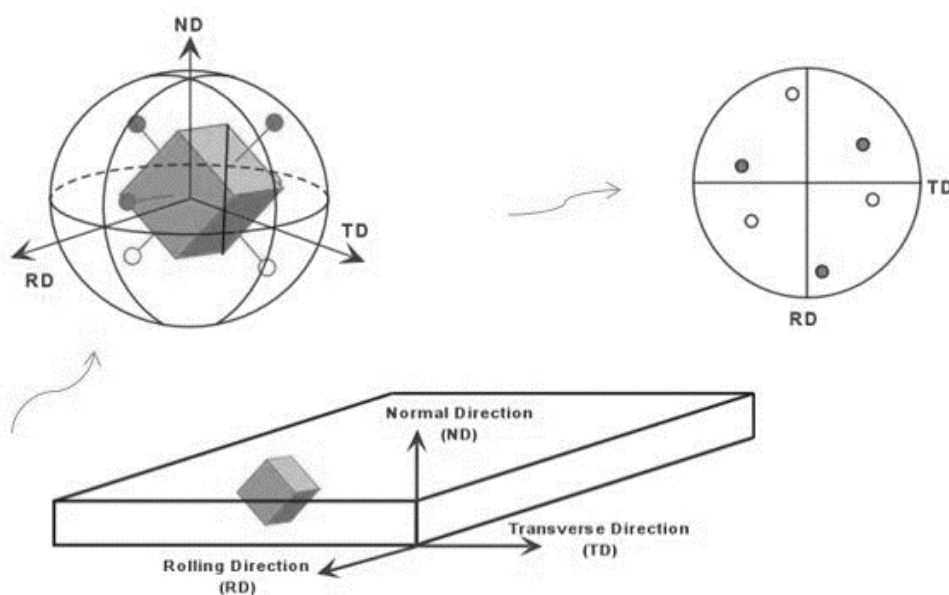


Figura 10 - Representação da figuras de polo. Modificado de Mainprice (2008).

- Função de distribuição de orientação

A função de distribuição de orientação $f(g)$ (ODF) pode ser definida como a fração volumétrica dos minerais que possuem orientação g dos seus eixos cristalográficos, em um intervalo $g + dg$ num espaço que contém todas as possíveis orientações (Satsukawa *et al.* 2013). É dada pela relação $\Delta V / V$ (Figura 10) que representa a fração de volume de cristais com uma orientação g , como o volume fracionário de integração no espaço (Equação 2) (Bunge 1985).

A ODF é a representação mais completa de uma OCP, sendo uma combinação do sistema de coordenadas da amostra e do cristal no Espaço de Euler (Figura 11), podendo ser plotadas como pontos em 3D ou seções de contorno em 2D (Mainprice 2012b). A quantificação da ODF é feita a partir do *J index* onde $J=1$ representa distribuição aleatória e é crescente com a força da trama (Satsukawa *et al.* 2013).

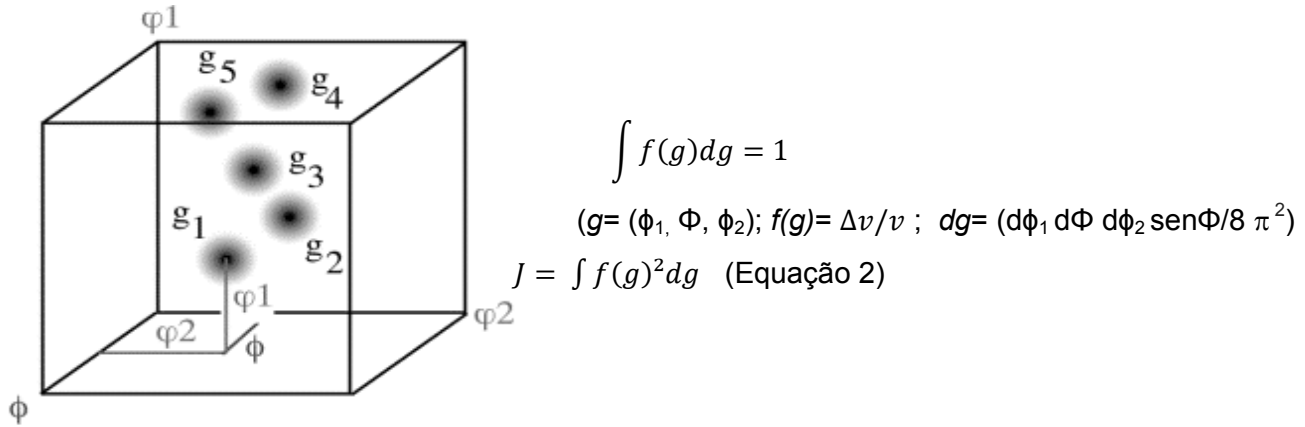


Figura 11 - O Espaço de Euler e a função de distribuição de orientação, modificado de Mainprice (2012)

- Histogramas de *misorientation*

Os retículos cristalinos de dois grãos de uma mesma fase analisados em uma amostra geralmente não estão alinhados paralelamente. A relação entre suas orientações cristalográficas pode ser simplificada por uma única rotação por um eixo genérico em determinado ângulo, denominados eixo e ângulo de *misorientation*, respectivamente (Figura 12). *Misorientation* refere-se, então, ao processo de levar um sistema de coordenadas de um cristal ao paralelismo de outro (Figura 9). Esta rotação pode ser expressa por:

$$\Delta g_{AB} = g_B^{-1} g_A \quad (\text{Equação 3})$$

Onde Δg_{AB} é o operador de *misorientation* que relaciona geometricamente g_B a g_A , matrizes de rotação dos sistemas de coordenadas cristalográficas B e A, respectivamente, e g_A^{-1} a transformação do referencial do cristal A ao referencial de coordenadas da amostra. Os ângulos de *misorientation* podem ser representados por histogramas e os eixos de *misorientation* por figuras de polo ou figuras de polo inversa dos eixos de rotação.

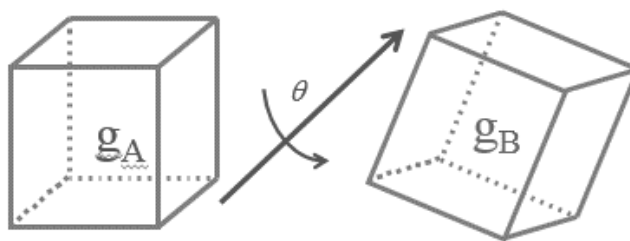


Figura 12 - Representação da misorientation entre dois grãos. Modificado de Mainprice 2012.

- Parâmetros do grão

Os aspectos microestruturais podem ser quantificados e representados de maneira gráfica. Alguns exemplos incluem histogramas de diâmetro, perímetro, área, razão axial e orientação de forma dos grãos. A obtenção destes parâmetros de forma automatizada e com alta eficácia permite uma série de aplicações no entendimento de processos geológicos.

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Mecanismos de deformação

A deformação se processa por meio de mecanismos controlados por pressão confinante, temperatura, presença de fase fluida, tempo e paragênese (Vernon 2004, Fossen 2010), portanto variam ao longo da crosta (Figura 13). De acordo com esses parâmetros são definidos campos específicos de estabilidade para regimes de natureza rúptil ou dúctil.

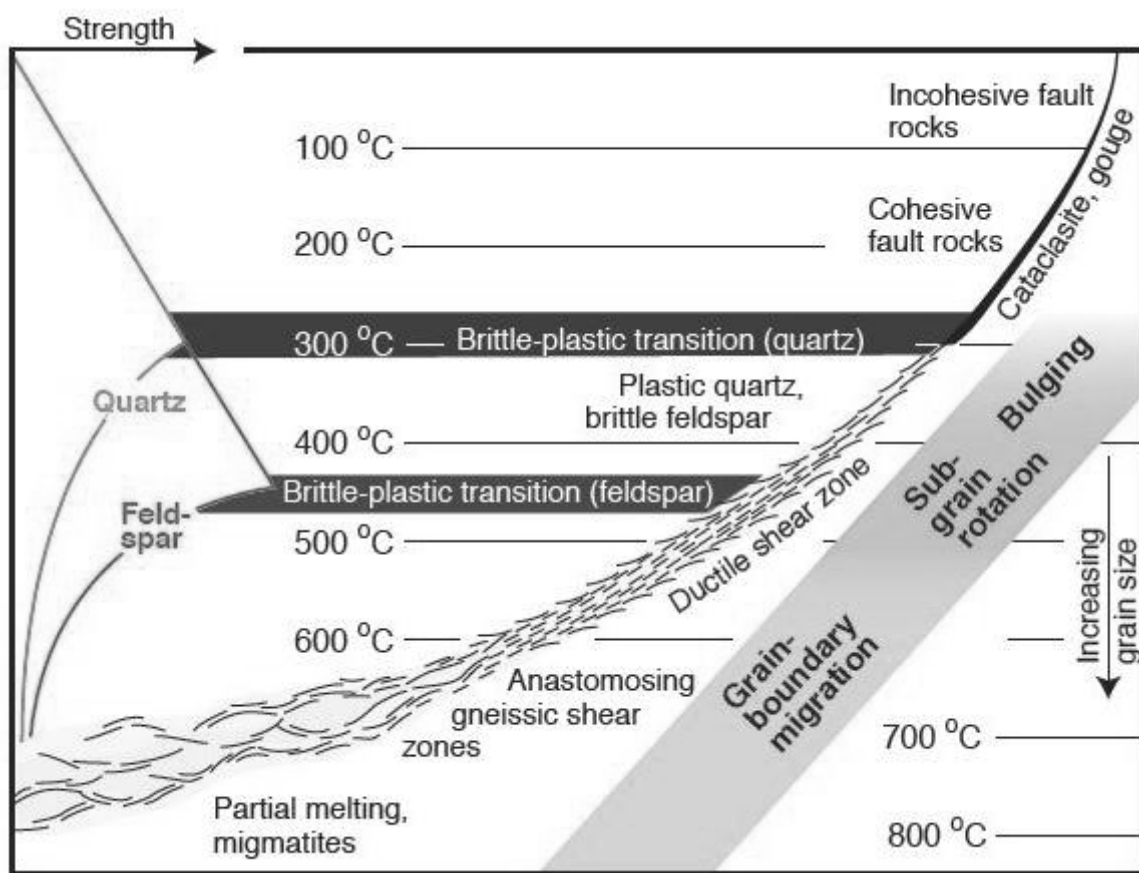


Figura 13 - Diferentes mecanismos ao longo do perfil da crosta. A imagem ressalta que em uma mesma profundidade minerais diferentes possuem comportamento diferente (Fossen & Cavalcante 2017).

O campo de deformação rúptil ocorre geralmente em baixas profundidades dentro, da crosta superior onde o principal mecanismo é o fluxo cataclástico. Esse mecanismo é uma combinação do fraturamento e deslizamento friccional onde há fragmentação mecânica dos minerais, seguida de deslizamento e rotação de grãos (Figura 14 a, b), tendo perda da coesão entre os mesmos (Fossen 2010). Apesar de esses processos serem de grande importância na deformação crustal, não serão detalhados nesse trabalho uma vez que o foco é a análise da deformação dúctil.

O campo de deformação dúctil se opera a profundidades superiores a 15 km, e em mais altas temperaturas ($T/T_f > 0.4$, onde T_f é a temperatura de fusão) (Schimid *et al.* 1977). Os principais mecanismos nesse regime são a fluência por deslocação (*dislocation creep*) ou por difusão (*diffusion creep*) e o deslizamento ao longo da borda do grão (*grain-boundary sliding*) (Schimid *et al.* 1977). De uma forma geral, a deformação nesse regime pode ser entendida como o fluxo plástico controlado pelo tipo de defeito na estrutura cristalina: defeitos pontuais, defeitos planares ou processos nas bordas dos grãos (Cordier 2002). Esses processos são controlados pela densidade de defeitos, pelo vetor de Burger e velocidade das deslocações (Cordier 2002).

O fluxo por deslocações (*dislocation creep*) é resultado da movimentação ou fluxo de deslocações ao longo de planos cristalográficos em direções específicas nos cristais, por meio de deslizamento (*slip*) dentro de um plano, sendo o mecanismo representado pelo plano de deslizamento e o Vetor Burger (*slip systems*) (Passchier & Trouw 1996). A deslocação pode ser do tipo “cunha” (*edge dislocation*, Figura 14 d) formada quando um ‘meio-plano’ extra de átomos interrompe o retículo ou “parafuso” (*screw dislocation*, Figura 14 e) envolve a torção do retículo (Passchier & Trouw 1996, Fossen 2010). O mecanismo é dependente tanto de direções cristalográficas específicas quanto da orientação do campo tensão, sendo necessária uma tensão mínima cisalhante para sua ativação (*critical resolved shear stress- τ_c* , CRSS), e por isso o sistema ativo é aquele que necessita menor energia (Passchier & Trouw 1996, Vernon 2004). Em muitos casos, principalmente à altas temperaturas, a deslocação é possível graças à ‘saltos’ das linhas de defeitos que contornam impedimentos ao fluxo caracterizando um processo conhecido como deslizamento de deslocações (*dislocation glide*) (Cordier 2002).

O fluxo por difusão (*diffusion creep*) no estado sólido (Figura 14 c) ocorre por movimentação de espaços vazios (Figura 14 f, g) chamados de vacâncias (Passchier & Trouw 1996, Vernon 2004). A movimentação desses espaços vazios nos processos ocorre ao longo da borda dos grãos (*Coble creep*, Figura 14 f) ou pelo volume do retículo (*Nabarro-Herring creep*, Figura 14 g). Ambos são termicamente ativados e dependem do tamanho do grão (Passchier & Trouw 1996, Vernon 2004, Fossen 2010).

As variáveis que determinam a migração de deslocamento são a temperatura (T), esforço diferencial (σ), energia de ativação (E^*) que são correlacionáveis à taxa de deformação ($\dot{\epsilon}$) através da lei de fluxo (Fossen 2010, Tommasi 2017). Essa relação é variável de acordo com a temperatura e mecanismo e está representada abaixo para

os mecanismo de fluxo de deslocações (Equação 4) e fluxo de difusão (Equação 5). Em ambas as equações o valor de A é uma constante.

$$\dot{\varepsilon} = A_{disl} \exp \frac{-(Q_{disl} + PV_{disl})}{RT} \sigma^n \quad (\text{Equação 4})$$

$$\dot{\varepsilon} = A_{dif} \frac{\sigma}{d^3} \exp \frac{-(Q_{dif} + PV_{dif})}{RT} \quad (\text{Equação 5})$$

Recuperação (*recovery*) não movimentam os limites dos grãos, mas sim através de saltos de discordâncias e arranjos geométricamente favoráveis que se dispõem em condições de baixa energia. O processo refere-se à diminuição de energia interna da deformação, através de um arranjo geométrico das deslocações. O aumento da energia induzido pela deformação do cristal faz com que ocorra um aumento na densidade de deslocações contribuindo para um acréscimo na energia interna dos cristais. Com o aumento progressivo da temperatura os defeitos lineares ganham mobilidade podendo se arranjar na forma de paredes (*dislocations walls*) dando origem a regiões dentro do cristal com diferença de orientação de poucos graus, ou limites ou bordas de grãos de baixo ângulo (em geral $< 15^\circ$). A expressão ótica desse tipo de microestrutura é a formação de extinção ondulante e subgrãos. Com a rotação progressiva dos subgrãos até que o limite de diferença angular ultrapasse 15° os subgrãos tornam-se novos grãos e o grão originam recristaliza-se progressivamente. O tamanho dos grãos recristalizados depende da temperatura. O mecanismo envolvido na recristalização dinâmica por rotação de subgrãos ocorre em temperaturas relativamente altas (acima 350°C) (Passchier & Trouw 1996, Vernon 2004). No entanto em temperaturas mais baixas a mobilidade dos defeitos é mais baixa. A força motriz que reduz a energia interna dos grãos a migração lenta de borda induzida pelo contraste de deformação (densidade de defeitos) entre grãos adjacentes. A manifestação ótica do fenômeno de migração de borda por contraste de deformação se na forma de bordas de grãos irregulares com protuberâncias na forma de bulbos. O *bulging* como esse fenômeno é referido em inglês resulta na formação de novos grãos de tamanhos muito pequenos (poucas dezenas de micrometros). Entretanto se a temperatura é alta o suficiente ocorre a migração de borda mais rápida que forma agregados de grãos recristalizados de tamanho maiores e de contatos lobados.

A recristalização é um processo no qual um volume livre de deformação é gerados em grãos antes deformados, a partir da criação ou movimentação da borda do grão resultando na formação de novos grãos sem extinção ondulante ou subgrão (Vernon 2004). Quando ocorre a rotação de um subgrão em um ângulo maior que 10° , o processo é conhecido como recristalização por rotação de subgrão (Figura 14 i) e ocorre quando deslocações são continuamente adicionadas às bordas dos subgrãos (Passchier & Trouw 1996). A migração de borda de grão é gerada pela diferença de densidade de deslocações entre grãos vizinhos onde há uma movimentação de átomos no contato entre os grãos resultando na migração do limite em direção ao interior do grão com maior densidade de dislocations (Fossen 2010) no processo conhecido como *bulging* (Figura 14 h).

O deslizamento ao longo das bordas dos grãos (*grain boundary sliding*) ocorre pelo acúmulo do *stress* nas bordas dos cristais é deve ser necessariamente acompanhado por um processo auxiliar (Figura 14 j). A acomodação pode ser puramente elástica ou ocorrer por fluxo difusivo de vacâncias ou mobilidade de deslocações (Raj & Ashby 1970). A acomodação da rotação pela difusão através do retículo cristalino é possível apenas em temperaturas na qual o meio tenha comportamento de viscosidade newtoniana (Raj & Ashby 1970). Por proporcionar a rotação entre grãos sem que haja perda da coesão este mecanismo pode ser responsável por enfraquecer uma OCP pré-existente (Lapworth *et al.* 2002)

Tendo visto que o tamanho do grão é um fator de grande influência no mecanismo ativo, fatores que contribuem para a diminuição do mesmo devem ser analisados cuidadosamente. A redução do tamanho do grão pode ocorrer através da recristalização dinâmica e muitas vezes pequenos grãos são formados nas bordas de grãos pré-existentes (Passchier & Trouw 1996). Assim, se o tamanho do grão gerado for pequeno o suficiente, mecanismos sensíveis ao tamanho do grão tais como a fluência por difusão ou por deslocação acomodada por deslizamento de borda de grão se torna possível (Lapworth *et al.* 2002, Miranda *et al.* 2016). Em ambos os casos o resultado é o enfraquecimento da orientação cristalográfica preferencialdo agregado (Farla *et al.* 2013)

A figura 13 abaixo ilustra os mecanismos acima comentados separando em limites rúptil, dúctil e processos de recristalização. Foi confeccionada com base em Fossen (2010) e Passchier & Trouw (1996).

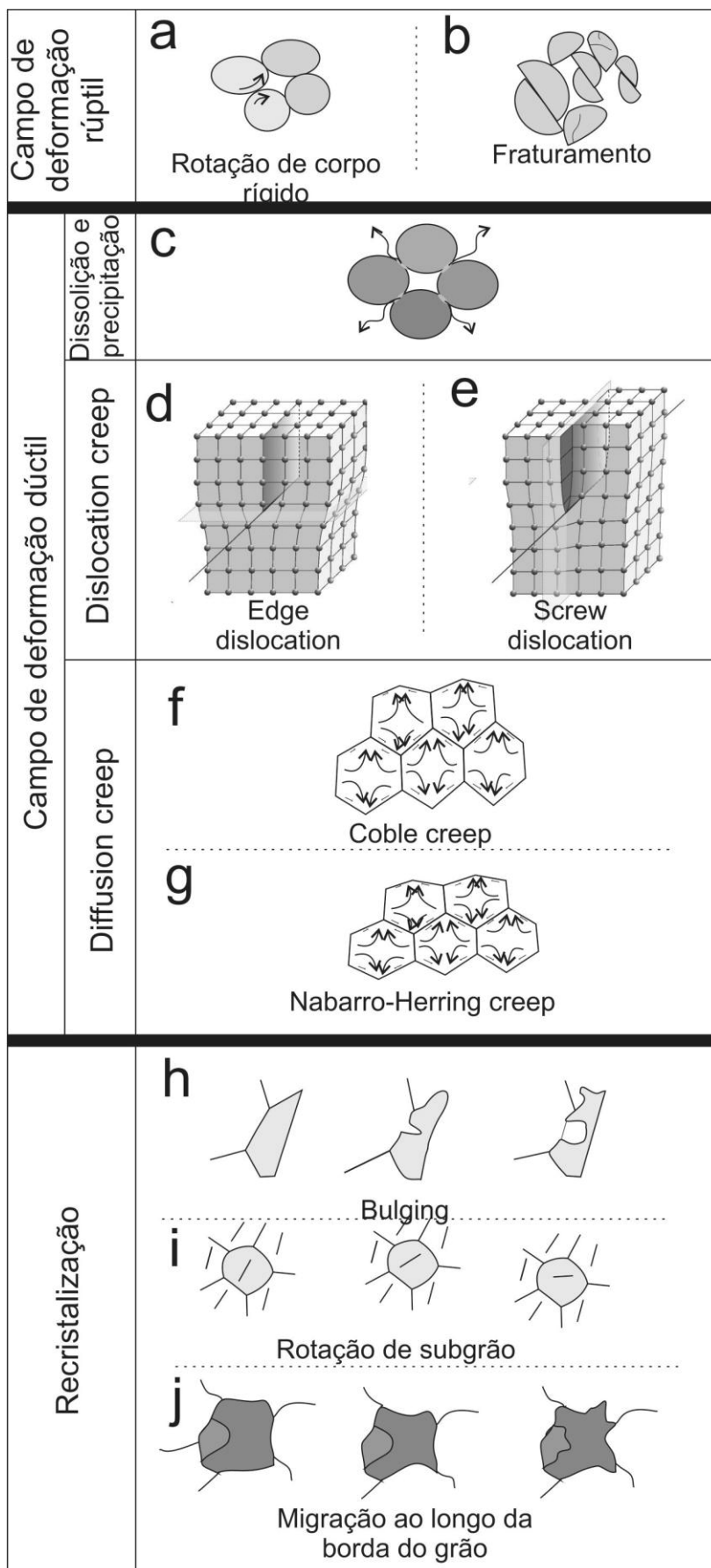


Figura 14 - Esquema dos mecanismos de deformação rúpteis (a, b), dúcteis (c, d, e, f, g) e processos de recristalização dinâmica (h, i, j). Modificado de Fossen (2010) e Passchier & Trouw (1996).

3.1.1. Plagioclásio

O plagioclásio é uma série completa de solução sólida entre um membro sódico (albita) e um cálcico (anortita), sendo sua reologia totalmente dependente do teor de anortita. Por sua ampla ocorrência em rochas ígneas e metamórficas é considerado como um mineral formador de rochas e de grande importância na reologia total da crosta.

Por necessitar de uma temperatura maior para se deformar ductilmente quando comparado com outros minerais formadores de rocha, como o quartzo (Figura 10), é comum que o plagioclásio se comporte de maneira frágil enquanto minerais menos resistentes já se deformam plasticamente em condições de fácies xisto verde e anfibolito inferior (Oslen & Kohlstedt 1984, Bascou 2002). Em baixa e média temperatura (350° a 400 C °) maclas de deformação podem ser encontradas (Passcher & Trow 1996), contudo a transição rúptil/dúctil ocorre apenas próxima a 450 °C, quando então mecanismos dúcteis passam a predominar (Passcher & Trow 1996, Rosenberg & Stünitz 2003).

As maclas mecânicas seguem apenas as leis da albita ou da periclina. No caso da lei da albita, o plano de composição é o (010) e a operação consiste na reflexão paralelo a esse plano e perpendicular ao eixo b (Egydio-Silva & Mainprice 1999). Na lei da periclina, mantém-se o eixo de rotação, mas o plano de composição é a seção rômica (Egydio-Silva & Mainprice 1999).

A fluência de deslocação ocorre em condições de temperatura e pressão variadas. Os sistemas de deslizamentos mais comuns (Figura 15) são (010)[001], (010)[100] e (001)[100], sendo descritos tanto em agregados naturalmente (Oslen & Kohlstedt 1984, Montardi & Mainprice 1987, Shaocheng & Mainprice 1988, Díaz-Azpiroz *et al.* 2011, Bascou 2002, Terry & Heidelcach 2006, Kanagawa *et al.* 2008, Mehhl & Hirth 2008, Satsukawa *et al.* 2013) quanto experimentalmente deformados (Marshall & McLaren 1977, Heidelbach *et al.* 2000, Stünitz *et al.* 2003, Gómez Barreiro *et al.* 2007, Wang *et al.* 2012). Entretanto, diversos outros sistemas são descritos na literatura, tais como (001)[110], (021)<1-12>(Svahnberg & Piazzolo 2010) e {111}<110> e (001)1/2[110] (Kruse & Stünitz 1999, Bascou 2002). A atividade de deslizamentos simultâneos é comum e a transição do predomínio do plano de deslizamento (010) para

(001) é associada ao aumento de temperatura marcando a mudança da fácies metamórfica anfibolito para granulito (Díaz-Azpiroz *et al.* 2011).

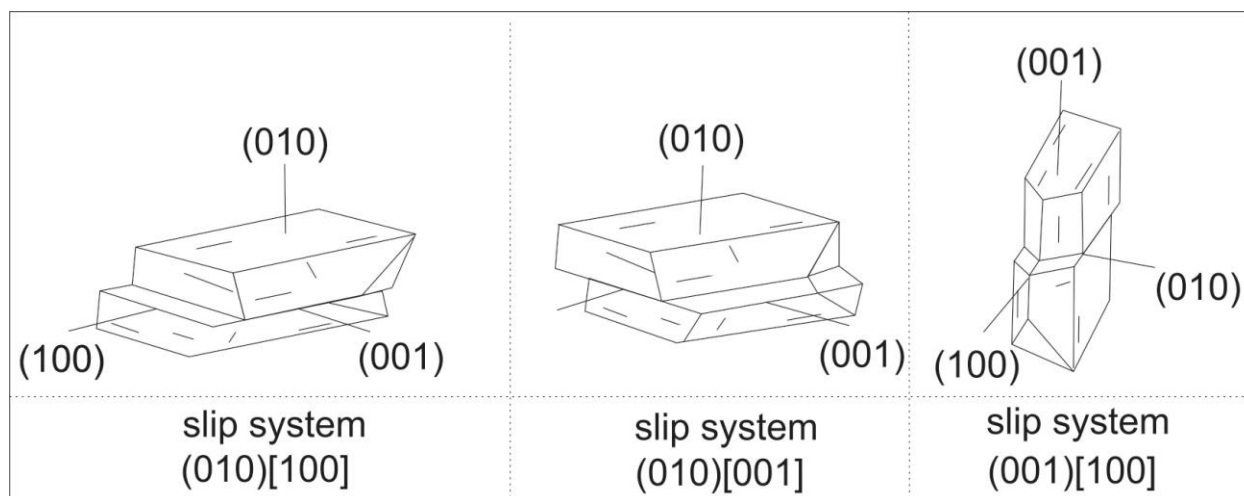


Figura 15 – Esquema dos principais sistemas de deslizamento do plagioclásio.

Satsukawa *et al.* (2013) apresentam um banco de dados que classifica três texturas principais para o plagioclásio como sendo os tipos Axial-B, Axial-A e Tipo P. O tipo Axial-B, é caracterizada por forte concentração dos eixos em (010) e distribuição perpendicular do tipo guirlanda em [100] e (001), sendo uma textura marcada pela predominância dos processos ígneos. O tipo Axial-A apresenta máximo em [100] e distribuição guirlanda em (010) e (001) sendo caracterizados em rochas onde há predominância de processos de deformação cristal-plástica, *com slip systems* [100](010) ou [100](001). A transição entre essas texturas é percebida no Tipo P, que contém pontos máximos nas três figuras de polos representando uma interface onde processos ígneos predominam sobre os processos de deformação cristal-plástica.

Uma das maiores dificuldades em se estudar orientações cristalográficas em plagioclásio é que frequentemente esse mineral exibe baixa OCP e a diferenciação entre fluência difusiva e de deslocações não está completamente estabelecida na literatura. É comum associar uma forte OCP ao *dislocation creep* enquanto uma baixa OCP seria resultado da *diffusion creep* (Kruse & Stünitz 1999), mas estudos experimentais recentes (Pierri *et al.* 1991 Sundberg & Cooper. 2008, Wheeler 2009, Myiazaki *et al.* 2013) mostram que mesmo tendo apenas a *diffusion creep* como mecanismo atuante é possível gerar OCP. Outro fato que dificulta a separação entre esses mecanismos é a possibilidade de ativação simultânea de diferentes sistemas de deslizamento (Svahnberg & Piazzolo 2010, Miranda *et al.* 2016). Nesses casos, a

análise microestrutural se torna extremamente importante. Outro fator que dificulta análise de OCP em plagioclásio é que agregados indeformados exibem camadas de plagioclásio cujo plano (010) orienta-se como uma foliação primária, com eixo longo do cristal [100] formando uma pseudo-lineação (Shaocheng & Mainprice 1987) resultando em uma orientação cristalográfica preferencial de origem não pela deformação, mas sim pela cristalização ordenada em uma câmara magmática.

Miranda *et al.* (2016) mostra que a ativação do deslizamento de borda de acomodado pela movimentação de deslocações (DisGBS) torna-se possível com o aumento do *stress* e a diminuição da temperatura ao longo de sistemas de falhas. O DisGBS é considerado um estágio transicional entre o *dislocation creep* e o *diffusion creep*, resultado de um fluxo newtoniano onde a taxa de *strain* é balanceada entre *grain boundary slinding* e *dislocation glide* no sistema de deslizamento mais fácil (Svahnberg & Piazzolo 2010). Por ser um mecanismo dependente do tamanho dos grãos, os profiroclastos são preservados (Warren & Hirth 2006).

Já o *grain boundary slinding* associado à *diffusion creep* refere à deformação do material por difusão em *sites* de alta tensão normal para *sites* de baixa tensão normal (Lapworth *et al.* 2001). Esse mecanismo normalmente envolve reações metamórficas resultando na mistura de fases (Kruse & Stünitz 1999) e a redistribuição do material pode ser em zonas de alongamento em materiais com diferentes composições (Lapworth *et al.* 2001).

Dissolução e precipitação pode produzir uma OCP discreta (Heidelcach *et al.* 2000) e geralmente envolve a preservação de zoneamento composicional e aniquilamento de limites de grãos (Mukay *et al.* 2014). Por esse mecanismo, um grão único de plagioclásio submetido a altas condições de temperatura (fácies anfibolito), adquire zoneamento composicional inverso (Ca no núcleo e Na nas bordas) formando limites que preserva a orientação do plagioclásio original, ou maclando (rotação 180°). Nos limites ricos em Ca, ocorrem reações de dissolução com presença de fase fluida e em temperaturas menores, resultando no rearranjo das bordas dos grãos e formando a textura poligonal (Mukay *et al.* 2014).

3.1.2. Piroxênio

O grupo dos piroxênios compreende minerais do sistema ortorrômbico (ortopiroxênios) e monoclinico (clinopiroxênios) que possuem fórmula geral $XYSi_2O_6$ com o sítio X preenchido por cálcio ou sódio e o sítio Y por, principalmente, magnésio

ou ferro. Os ortopiroxênios formam uma solução sólida entre os membros de magnésio (enstatita) e ferro (ferrosilita). Já os clinopiroxênios são divididos em um grupo cálcico (diopsídio – henderbegita – augita) e férrico (pigeonita).

O principal mecanismo de deformação descrito para piroxênios é a fluência de deslocamentos com principal sistema de deslizamento (100)[001] (Mercier 1985, Dorbusch *et al.* 1994, Bascou 2002, Kogure *et al.* 2014). Para os ortopiroxênios também são descritos sistemas secundários tais como (100)[010], (010)[001] (Nazé *et al.* 1987) e (001) $1/2\langle 1\bar{1}0 \rangle$ (Kanagawa *et al.* 2008), sendo ativos apenas a altas temperaturas (Ross & Nielson 1987).

Lamelas de exsolução de clinopiroxênio em um ortopiroxênio hospedeiro sugerem elevadas condições de P-T (Champness & Lorimer 1973, Kirby & Etheridge 1981, Falus *et al.* 2008). Esse processo envolve tanto nucleação heterogênea nas bordas dos grãos ou subgrãos quanto crescimento relacionado à migração nas fácies (100) (Champness & Lorimer 1973).

A redução do tamanho do grão pela formação de bordas de subgrãos e a deformação dominada por deslizamento em borda de grão em ortopiroxênios foi inferida em agregados muito finos ($< 20 \mu\text{m}$) com pequena razão axial ($R < 1.3$) fraca orientação preferencial de forma e cristalográfica (Kanagawa *et al.* 2008).

Estudos de deformação experimental em agregados de olivina e piroxênio (Farla *et al.* 2013) e em agregados naturalmente deformados de plagioclásio e piroxênio (Kanagawa *et al.* 2008) mostraram que o aumento do teor de ortopiroxênio no agregado reduz a resistência mecânica da rocha. Isso significa que os piroxênios facilitam a nucleação de zonas de cisalhamento por concentrarem a deformação.

3.2. Propriedades físicas – anisotropia sísmica

3.2.2. Princípios e fundamentação

As ondas sísmicas são ondas elásticas que exibem comportamentos diferentes em meios diferentes. Em um meio isotrópico, há dois tipos de ondas: as compressionais ou ondas primárias (P) com deslocamento paralelo à direção de propagação; as ondas cisalhantes ou ondas secundárias (S), com deslocamento perpendicular à direção de propagação. Já no meio anisotrópico há uma separação da onda P, fazendo com que haja três tipos de ondas: quasi-P, quasi-Vs1 e quasi-Vs2, em

geral com velocidades diferentes (Mainprice & Ildefonse 2009). Isso ocorre porque enquanto o meio isotrópico reflete a distribuição randômica de seus constituintes, o meio anisotrópico reflete organização interna, seja ela gerada por orientação de falhas, camadas sedimentares ou orientação cristalográfica preferencial (Christensen & Mooney 1995, Valcke et al. 2006, Morales 2006).

A estimativa da anisotropia sísmica em agregados policristalinos a partir das propriedades de suas fases tem sido objeto de pesquisa desde os trabalhos clássicos de Voight em 1928 e Rhesus em 1929 (Mainprice & Humbert 1994). São listadas quatro maneiras principais de se calcular propriedades físicas de agregados policristalinos:

- 1) O primeiro método é através da abordagem estatística baseados na fração de volume das fases sem considerar variações geométricas. Essa abordagem foi proposta em trabalhos clássicos de Voigt (1928) e Reuss (1929) (*in* Mainprice & Humbert 1994) ou a combinação de ambos, utilizando o método de Hill (Hielscher et al. 2010);
- 2) O segundo método assume uma geometria específica para o agregado. Obviamente, esse método é restrito à geometria, mas mostra-se eficiente em diversos casos. A abordagem mais importante nessa área é o método autoconsistente (*self-consistent method*), que considera que o campo elástico de cada posição é uma aproximação do campo de uma inclusão isolada em uma matriz das propriedades homogêneas do policristal (Mainprice & Humbert 1994);
- 3) A terceira solução é baseada na teoria do espalhamento, onde a propagação da deformação é dada pelo tensor de Green, que descreve o campo integral de tensão e deformação (Mainprice & Humbert 1994);
- 4) O último método inclui uma descrição estatística do módulo elástico que resulta na tensão e deformação (Mainprice & Humbert 1994).

De uma maneira geral, todos os métodos listados acima se baseiam no fato de que para uma onda sísmica se deslocar por meio da deformação elástica do meio, a mesma segue a Lei de Hooke (Equação 6). Isso significa que, matematicamente, essa propriedade pode ser descrita como um tensor que relaciona tensão (σ_{ij}) e deformação

(ϵ_{kl}) de forma linear através do tensor de elasticidade (C_{ijkl}) (Maninprice 2007, Morales 2006, Hielscher *et al.* 2010, Long & Becker 2010).

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} . \epsilon_{kl} \text{ (Equação 6)}$$

$$\text{(onde } i,j,k,l = 1,2,3)$$

Pelos métodos clássicos (Voigt, Reuss e Hill), o passo inicial é o cálculo da constante elástica do meio ($C \approx C_{\text{voigt}}$ ou $C \approx C_{\text{Reuss}}$) (Morales 2006). Para tanto, uma aproximação local de todo agregado é feita a partir da média volumétrica das fases do agregado (V_i), suas orientações cristalográficas (g_i) e as constantes elásticas de um monocristal (Hielscher *et al.* 2010). Enquanto o método de Voigt assume que o campo de deformação é constante, calculando-se assim a rigidez (c) local (Equação 7), o método de Reuss assume a tensão constante calculando-se então a complância do material (S) (Equação 8). Pelo método de Hill, calcula-se tanto a constantes de Voigt quanto a de Reuss e faz-se por fim uma média entre esses dois valores (Hielscher *et al.* 2010). O método de Hill é o método mais completo e utilizado (Hielscher *et al.* 2010), fornecendo resultados mais próximos àqueles determinados experimentalmente (Morales 2006) e por isso foi o método utilizado nesta pesquisa.

$$C \approx C_{\text{voigt}} = [\sum_i V_i . C(g_i)] \text{ (Equação 7)}$$

$$C \approx C_{\text{Reuss}} = [\sum_i V_i . S(g_i)] \text{ (Equação 8)}$$

Percebe-se portanto que a constante elástica do agregado é a somatória de todos os componentes de tensão em função de sua posição, assumindo-se um meio elasticamente uniforme (Morales & Fernandes 2007). A partir desses resultados, as velocidades e direções sísmicas são dadas resolvendo-se a equação de Cristoffel (Equação 9), sendo as soluções encontradas para todas as direções do espaço (Bascou 2002, Morales 2006).

$$\text{Det} = | C_{ijkl} . X_i . Y_j - \delta_{ij} . \rho . V^2 | \text{ (Equação 9)}$$

Onde X_i e Y_i são os cossenos diretores das direções de propagação das ondas, δ_{ij} é o delta de kronecker que assume valor 1 ($i=j$) ou 0 ($i \neq j$), ρ é a densidade do agregado e V é a velocidade de propagação da onda em uma determinada direção.

Por fim, são plotados os padrões de velocidade de onda P (VP), anisotropia de onda S (AVS) e direções de polarização da onda rápida (VS1), sendo definidas como:

- 1) velocidade de onda P (V_p): representa a velocidade de uma onda compressional, por seus máximos e mínimos encontrados sobre todas as possíveis direções de propagação (Bascou 2002). O calculo é feito a partir do tensor de elasticidade e dos planos de direção de propagação das ondas em relação às três fases de velocidade sísmicas V_i (quasi-P, quase-S1, quase-S2) (Mainprice 2008);
- 2) anisotropia de onda S: é definida para cada direção com uma onda S com velocidade máxima (V_{s1}) e outra com velocidade mínima (V_{s2}), dada como em porcentagem por $A_{vs} = 200 (V_{max} - V_{min}) / (V_{max} + V_{min})$ (Bascou 2002, Morales 2006, Mainprice 2007, Hielscher et al. 2010, Satsukawa et al. 2013);
- 3) direção rápida de polarização de ondas S: o Tensor de Christoffel é uma matriz 3X3 na qual os autovetores são as direções de polarização das ondas P e S (S_1 e S_2), onde $V_p > V_{s1} > V_{s2}$ (Mainprice 2007).

3.2.2. Trabalhos anteriores

A anisotropia sísmica é uma propriedade física das rochas que foi amplamente utilizada na caracterização das camadas internas da Terra, sendo a associação entre análises laboratoriais e velocidades medidas para determinar a composição da crosta, manto e núcleo (Hacker *et al.* 2015). Contudo, variedades laterais dentro de uma mesma camada, a crosta, por exemplo, não era alvo de tantos estudos, pois se considerava que tais camadas eram isotrópicas (Christensen & Mooney 1995, Morales, 2006).

Inúmeros autores investigaram as causas da anisotropia acentuada em regiões do manto, mostrando que isso deve ser uma resposta da deformação plástica, principalmente em olivina, associada, sobretudo com a orientação do eixo [100] do referido mineral (Nicolas & Christensen 1987, Tommasi 1998)

Na crosta heterogeneidades laterais são bem menos compreendidas quando comparadas com o manto (Morales 2006). De uma maneira geral, sabe-se que a anisotropia encontrada nas porções média e inferior da crosta depende tanto da intensidade deformacional, que reflete diretamente na orientação cristalográfica preferencial (Mainprice & Nicolas 1989, Vauchez *et al.* 1998, Lloyd *et al.* 2011), quanto da composição. Quanto maior a proporção de anfibólios, micas e piroxênios maior a anisotropia total do meio (Lloyd *et al.* 2011, Díaz-Azpiroz *et al.* 2011).

A velocidade de propagação de ondas compressonais varia de acordo com o sítio tectônico analisado. Apesar disso, de uma maneira geral, à baixas profundidades (5 – 10 km) encontra-se valores entre 6 e 6,2 km/s, enquanto em porções intermediárias (15-20 km) as velocidades chegam a 6,6 km/s e entre 6,6 e 7,4 km/s na crosta inferior (Nicolas & Christensen 1987).

Em termos dos sítios tectônicos as velocidade encontradas em orogênos, arcos continentais, riftes e demais área de extensão crustal, de acordo com Hacker *et al.* (2015) estão ilustradas na figura 16 abaixo com detalhe para regiões mais profundas.

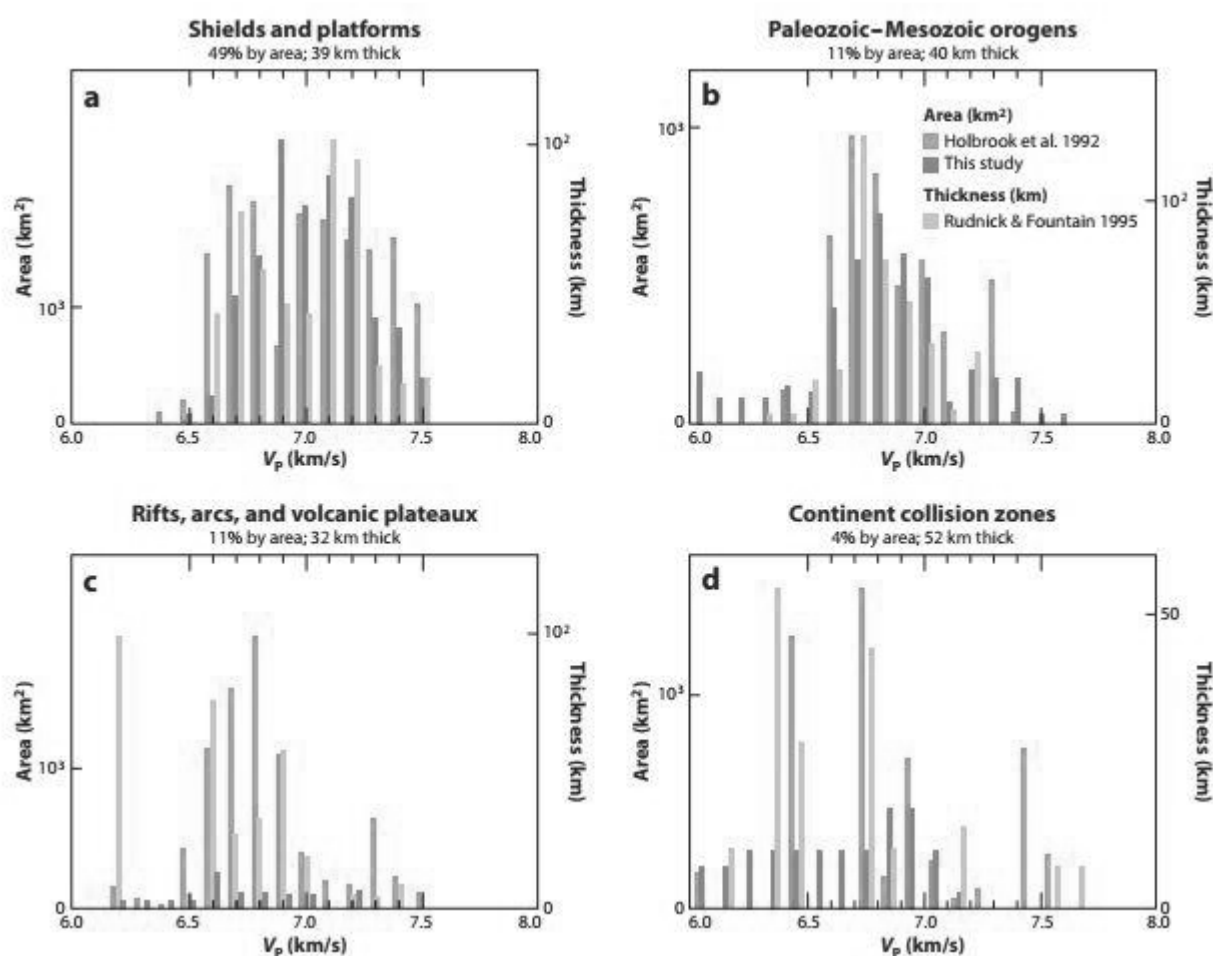


Figura 16 - Velocidade da onda P em diferentes sítios tectônicos (Hacker *et al.* 2015).

CAPÍTULO V

Deformation mechanism and seismic anisotropy in plagioclases and pyroxenes: an example from the Barro Alto Complex

Silveira C. S., Lagoeiro L. E., Barbosa P. F., Cavalcante G.C.G., Ferreira F. O., Conte T., Altoé R. T., Suíta M. T. F.

Abstract: In this work we studied CPO-derived seismic anisotropy of metamorphosed gabbro-norites from the Barro Alto layered complex (Brazil central). The Barro Alto complex is a part of the Tocantins Structural Province, located between the Amazon and São Francisco cratons, which was formed during the Neoproterozoic Brasiliano Orogenic Cycle. The samples are composed of porphyroclasts of plagioclase and diopside in a fine-grained matrix of a mixture of plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and, less commonly, amphibole and biotite. The EBSD technique was applied to measure the crystallographic preferred orientation of diopside and feldspars. The plagioclase porphyroclasts exhibit undulose extinction and core-mantle structure. The poles for {100}, {010} and {001} of fine grained are randomly distributed in both phases. However, as plagioclase grain size increases the texture becomes stronger with a maxima close to {010} normal to the foliation. The microstructural, CPO analyses and misorientation angles suggest that the deformation in the fine-grained domain is controlled by grain size sensitive mechanism (DisGBS). In the coarse grained domains the deformation takes place mainly by dislocation creep probably by the (010)[100] and (001)[100] slip systems in anorthite. The seismic anisotropy patterns present low value of P-wave velocity (V_p), being the fast velocity direction perpendicular to the foliation, while the S wave anisotropy is extremely low in fine matrix. The mineral assembly and the deformation mechanisms played a major role in the resulting patterns of seismic propagation by reducing the anisotropic behavior in fine-grained domains, creating patterns similar to those found in isotropic media. The anorthite/diopside variation has more influence on the V_p .

Keywords: gabbro-norite; EBSD; crystallographic preferred orientation; deformation mechanisms; seismic anisotropy

Introduction

Feldspar and pyroxene are widely common in the crust thus playing a great role on rock rheology (Clark & Washington 1924, Bürgmann & Dresen 2008, Lloyd *et al.* 2011, Chen *et al.* 2013, Chen *et al.* 2012,). Many studies have explored the crystallographic preferred orientation (CPO) to understand the behavior of such minerals during deformation (Stünitz *et al.* 2003, Wang *et al.* 2012, Díaz-Azpiroz *et al.* 2011, Satsukawa *et al.* 2013, Kogure *et al.* 2014). To correctly understand the mechanics of lithosphere, it is necessary to address the evolution of mega structures as well as the process occurring in mineral scale. Seismic techniques may come in hand to provide indirect information about the structure and composition of the crust (Nicolas & Christensen 1987, Christensen & Mooney 1995, Lloyd *et al.* 2009, Hacker *et al.* 2015). For example, CPO's can be used to analyze anisotropic behavior of specific physical properties, such as seismic velocity (Shaocheng & Mainprice 1988, Vauchez *et al.* 1998, Díaz-Azpiroz *et al.* 2011, Satsukawa *et al.* 2013), being an important tool for a better understanding of Earth's dynamic. This is due to the fact that different mineral phases own a unique chemistry and crystallographic structure.

Deformation mechanisms in plagioclase are particularly complex to distinguish. Despite the large number of work conducted in naturally (e.g. Oslen & Kohlstedt 1984, Montardi & Mainprice 1987, Shaocheng & Mainprice 1987, Díaz-Azpiroz *et al.* 2011, Bascou 2002, Terry & Heidelbach 2006, Kanagawa *et al.* 2008, Mehhl & Hirth 2008, Satsukawa *et al.* 2013) and experimentally deformed aggregates (e.g. Marshall & McLaren 1977, Heidelbach *et al.* 2000, Stünitz *et al.* 2003, Gómez Barreiro *et al.* 2007, Wang *et al.* 2012), the transition between dislocation creep and diffusion creep is still unclear.

During dislocation creep in plagioclase the main slip systems are (010)[001], (010)[100] and (001)[100] (Oslen & Kohlstedt 1984, Montardi & Mainprice 1987, Shaocheng & Mainprice 1987, Kanagawa *et al.* 2008, Mehhl & Hirth 2008, Satsukawa *et al.* 2013). Additionally, activation of subordinate slip systems such as (021)<1-12> (Svahnberg & Piazzolo 2010) {111}<110> or (001)1/2[110] (Kruse & Stünitz 1999) is also possible. At high temperatures, diffusion creep become an important deformation process (Lapworth *et al.* 2002). Grain size sensitive mechanism (GSM) such as grain boundary sliding (GBS) assisted either by dislocation (Gómez Barreiro *et al.* 2007, Miranda *et al.* 2016) or diffusion creep (Kruse & Stünitz 1999, Lapworth *et al.* 2002) may define the transition

between the two regimes during deformation. In this case, GBS assisted by diffusion needs to be better explored.

Although studies on deformation mechanism in pyroxene are less common compared to plagioclase, deformation in such minerals is better understood (Nazén *et al.* 1987, Kanagawa *et al.* 2008, Falus *et al.* 2008, Bascou 2011, Wang *et al.* 2012, Kogure *et al.* 2014, Maruyama & Hiraga 2017). From 500°C, dislocation creep is the main deformation mechanism in both orthopyroxene and clinopyroxene, which leads to activation of (100)[001] slip system (Mercier 1985, Dorbusch *et al.* 1994, Bascou 2002, Kanagawa *et al.* 2008, Falus *et al.* 2008, Kogure *et al.* 2014). However, at higher temperatures (> 700°C), activation of (100)[010], (010)[001] (Nazé *et al.* 1987), and (001)1/2<1110> (Kanagawa *et al.* 2008) together with diffusion-accommodated GBS have been reported in fine-grained gabbro aggregates (> 20 µm) with small aspect ratio ($R < 1.3$) and weak CPO (Kanagawa *et al.* 2008, Dury *et al.* 2011).

We investigated plagioclase (anorthite) and pyroxene (diopside) behavior through texture (CPO), deformation mechanism and CPO-derived seismic profile from gabbro-norite samples from the Barro Alto Layered Complex (BAC), Brazil Central. These rocks were deformed at different intensities in middle to lower crust segment.

Geological background

The Barro Alto Layered Complex (BAC) is a basal portion of a large mafic-ultramafic intrusion exposed along the Brasília Belt, within the Tocantins Province (Ferreira Filho *et al.* 2010). These rocks, along with Niquelândia and Cana Brava complexes, comprise a discontinuous continental-scale feature formed during the Neoproterozoic Orogenic Brasileiro Cycle, as a result of the Amazônico, São Francisco and Paranapanema paleocontinents convergence (Figure 1). The Brasília Belt is a well preserved Orogen which divides three zones: 1) inner (make up the Goiás Massif and mafic-ultramafic layered intrusions, allochthonous metasedimentary sequences and Goiás magmatic arc); 2) outer (comprised of autochthonous metasedimentary sequences) and; 3) a cratonic zone (foreland sequence).

Petrological and geochronological data suggest that the evolution of these complexes involved two magmatic systems (Wernick & Almeida 1979, Danni *et al.* 1982, Suita 1996, Ferreira Filho *et al.* 1997, Moraes & Fuck 2000, Pimentel *et al.* 2000,

Pimentel *et al.* 2004, Ferreira Filho *et al.*, 2010). The south body comprises the following units: 1) the oldest Neoproterozoic Serra da Malacacheta Complex, (Ferreira Filho *et al.* 2010, Fuck *et al.* 2017) which was formed in an intracontinental rifting system, later evolved to an oceanic basin. This process resulted in an igneous association composed by a large mafic-layered intrusion; 2) the Juscelândia Sequence, a basaltic bimodal volcanic and sedimentary cover and; 3) Later Neoproterozoic Barro Alto Complex, a basal intrusion comprising metagabbro, metagabbro-norites, pyroxenites and anortosites, which were emplaced during a new rifting system (Ferreira Filho *et al.* 2010, Fuck *et al.* 2017).

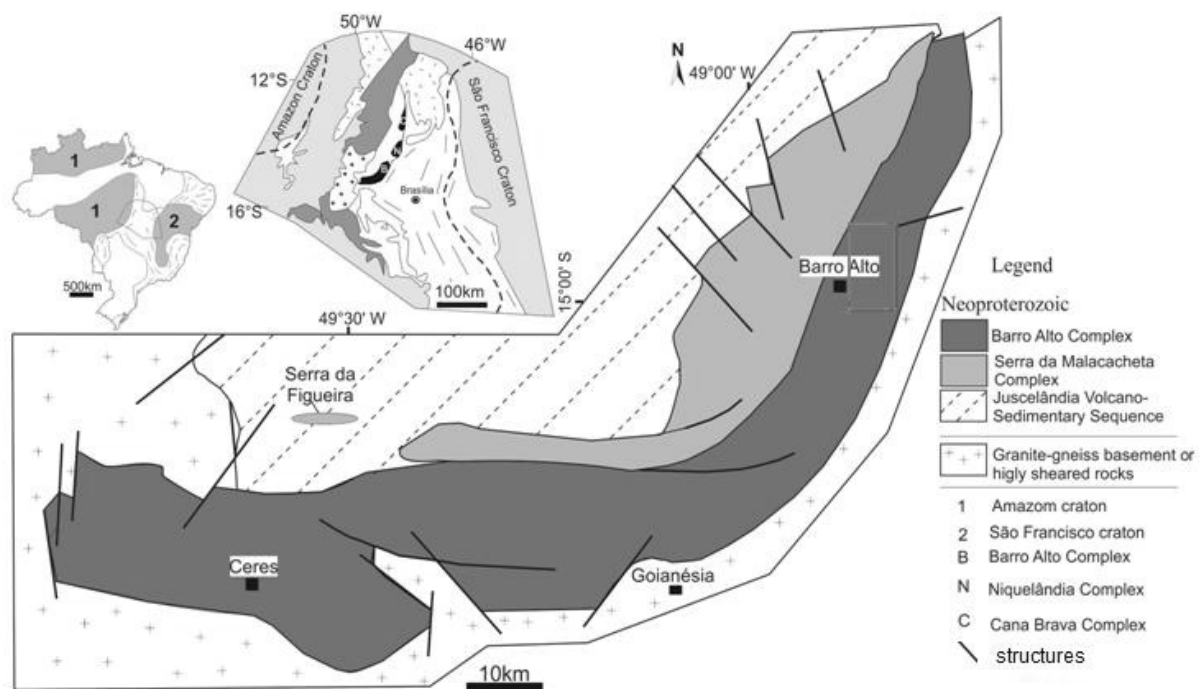


Figure 1 – Geological map of the Barro Alto Complex

Two EW and NS trending segments divide the BAC in which deformation conditions are heterogeneous. While the EW segment is possibly a result of several tectonic slices (Ferreira Filho 1998, Ferreria Filho *et al.* 2010), the NS-trending section is formed by a highly deformed portion. The segments are separated by a fault where both trend are truncated (Ferreira Filho 1997, Ferreira Filho *et al.* 2010).

Deformation in the Barro Alto complex and domains within the internal zone of the Brasília Belt is associated with west-dipping Maranhão River Thrust, a high ductile zone in which such rocks reached greenschist facies metamorphism (D'el-Rey *et al.* 2008).

Pyroxene geothermometry indicates crystallization temperature at 1300°C, with metamorphic rebalancing between 750-900 ° C (Suito 1996) in 750 Ma and depth of 35 km (D'el-Rey et al. 2008).

Methodos

Six thin sections from different portions of the BAC were analyzed by optical microscopy and electron backscatter diffraction (SEM-EBSD) under a scanning electron microscope to characterize the microstructures and crystallographic preferred orientations. Samples were cut parallel to the stretching lineation (X) and perpendicular to the foliation (XY plane), and later polished with diamond paste (0.25 µm) and colloidal silica.

SEM-EBSD analyzed both the distribution of phases (modal proportion) and crystallographic preferred orientations (CPO) of the bulk mineralogy. Crystallographic data are represented as pole figures, misorientation angles, grain parameters and texture strength (J-index). Pole figures was plotted in lower hemisphere. Data were collected at Lactet Laboratories at the Universidade Federal do Paraná, Brazil in a scanning electron microscope (SEM) with a field emission gun (FEG) equipped with an Oxford-HKL EBSD. Working conditions were as follows: accelerating voltage of 20.0 kV, spot size of 5.0 µm, and a working distance of 14.9 mm. Matlab toolbox MTEX 4.5.2 software was used for post-processing all EBSD data.

The seismic profile was calculated using the Hill method, which considers the elastic stiffness as intermediate between the uniform strain (Voigt method) and uniform stress (Reuss method) bounds (Hielscher et al.2010), also by METEX version 5.5.2. The single crystal constants used are provided by a database (in <http://www.gm.univ-montp2.fr/PERSO/mainprice/>).

Results and discussion

Microstructures discription

The metagabbro is composed of plagioclase + diopside+ enstatite + opaques (ilmenite) ± hornblende ± olivine (fosterite) ± biotite. The samples have a compositional banding defined by alternating layers of plagioclase and pyroxene. Hornblende and biotite occur around porphyroclasts.

Four out of six samples (21.1, 22A, 22B and 27) have a well-developed mylonitic foliation which is formed by coarse-grained porphyroclasts (0.5-2 mm) of plagioclase, ortho- and clino-pyroxene, embedded in a fine-grained recrystallized matrix (0.03 to 0.08 mm) comprised mostly of plagioclase. Plagioclase and pyroxene porphyroclasts are elongated according to the foliation and gradually recrystallized. Main microstructures include undulate extinction, core-mantle structure and curved twins (Figure 2 a, b). Sub grains show similar size as to new grains suggesting recrystallization by sub grain rotation (Figure 2 a, b). Pyroxene porphyroclasts frequently contains exsolution of clinopyroxene in orthopyroxene (Figure 2 c, d). Fractures filled with very fine recrystallized grains occur locally (Figure 2 c, d).

In the recrystallized portion, the core-mantle microstructure and presence of sub grains suggest recrystallization by sub grain rotation; however, the grain size variation and lobate shape may also indicate some degree of grain boundary migration (GBM).

Two samples (116 and 7A) show a different domain which is marked by coarser grains of plagioclase and pyroxene (Figure 2 e, f g and h). Both minerals show granular shape with triple point contact and grain sizes up to 0.50 mm. Plagioclase microstructures include growth twins, undulate extinction and mechanical twinning (Figure 2 f and g), and pyroxene show exsolution (Figure 2 h). The proportion of recrystallized grains is reduced and restricted near to the porphyroclasts, thus evidence of intracrystalline deformation diminishes compared to the thinner domain (Figure 2 e).

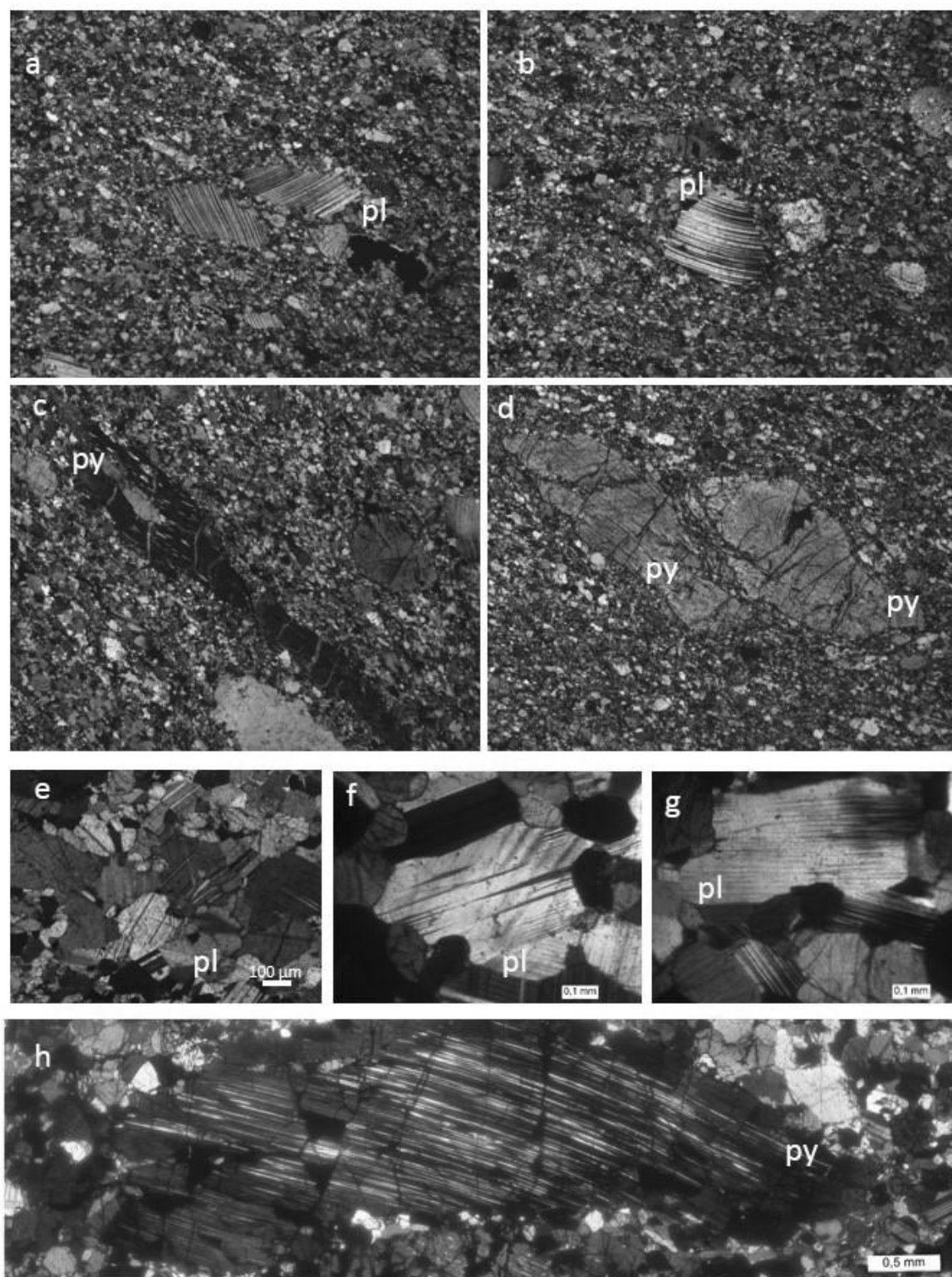


Figure 2 Microstructures in fine (a, b, c and d) and coarse grains domain (e, f, g and h). Pl- plagioclase; Py- pyroxene.

Crystallographic textures

The pole figures for anorthite in the fine-grained domain show an overall random distribution of $\{100\}$, $\{010\}$ and $\{001\}$ poles (Figure 3). Discrete maxima are noticeable, such as pole to $\{010\}$ and $\{001\}$ parallel to the Z direction (normal to foliation). These maxima indicate activation of slip planes in the $\langle 100 \rangle$ direction, although low values for J index (2.5891 to 4.7849) suggest a weak development of the crystallographic texture. The coarse-grained domain displays a strong clustering of $\langle 010 \rangle$ normal to foliation (Figure 3) and an increase in the J index (7.6785 to 15.3275) which indicate activation of $\{010\}[100]$.

Diopside shows $\{100\}$ and $\langle 001 \rangle$ maxima parallel to the Z- and X-axis, respectively, in samples with high J index (Figure 4), suggesting activation of $\langle 100 \rangle (001)$. Low J index samples exhibit a distribution of $\langle 100 \rangle$ in a single girdle parallel to Z (Figure 4).

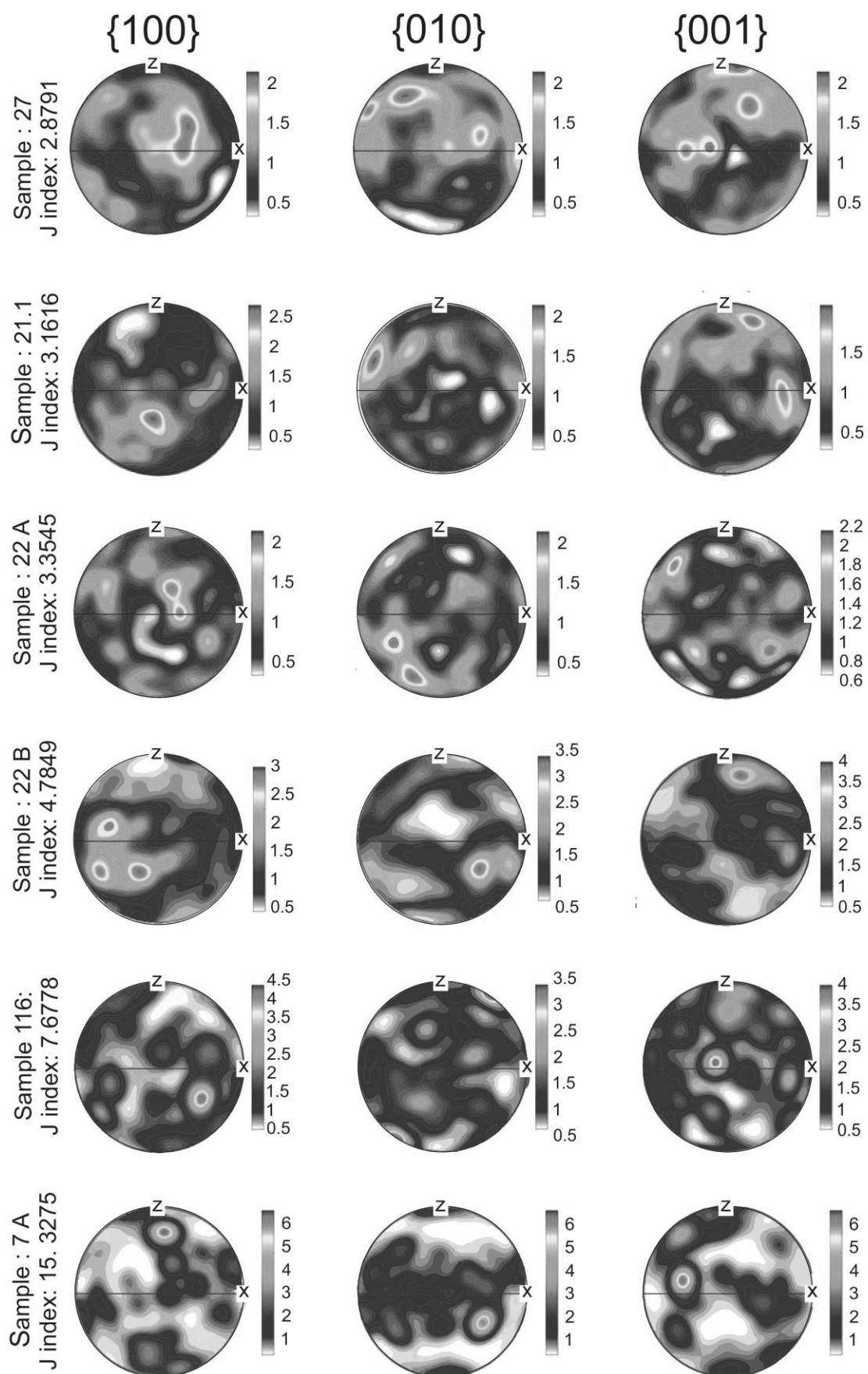


Figure 3 – Anorthite pole figure, all orientations in lower hemisphere.

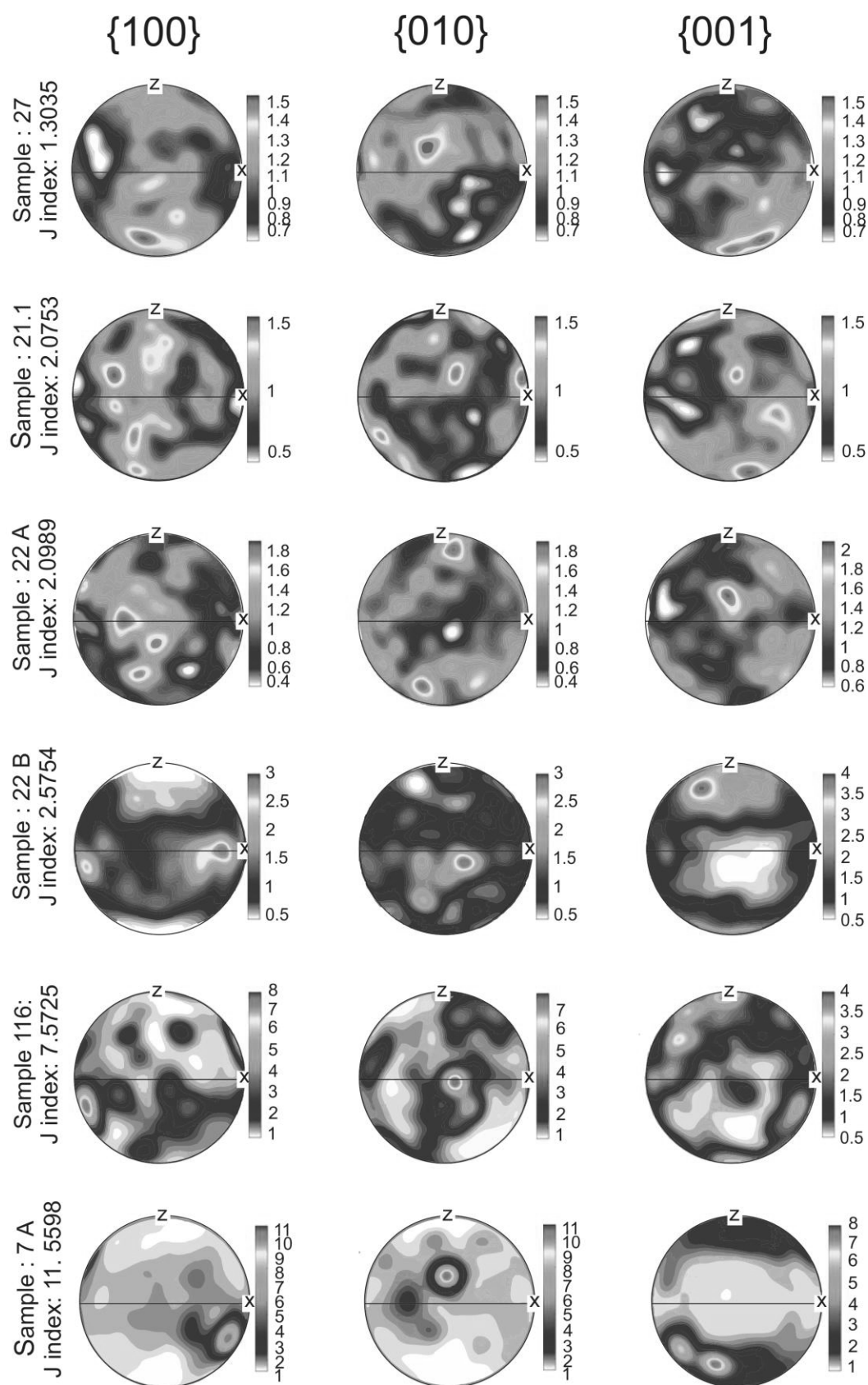


Figure 4 Diopside pole figure all orientations in lower hemisphere.

Misorientations analyzes

Misorientation angle distribution of anorthite in the coarse-grained zone show a maximum close to 180° due to twinning (Figure 6). Frequent distribution around 15° - 20° and near 20° to 30° indicate the presence of subgrains and progressive recrystallization by subgrain rotation (Svanhnerg & Piazzolo 2010)

Misorientation between 40 to 60° occurs in the fine-grained domains suggesting either multiple grain rotation process (Lapworth *et al.* 2002, Miranda *et al.* 2016) or/and grain boundary migration recrystallization (not-host control) if the axis does not represent any correlation with crystallographic or kinematic direction (Ji & Mainprice 1990, Dáz-). Low-angle (5 - 10°) distribution shows a low to moderated orientation (Figure 6 d), increasing discreetly in the coarse domain (Figure 6 f), although their orientation is preserved. High-angle misorientations axes (175 - 180°) suggest correlation with (100) and (001) in both cases (Figure 6 d and f).

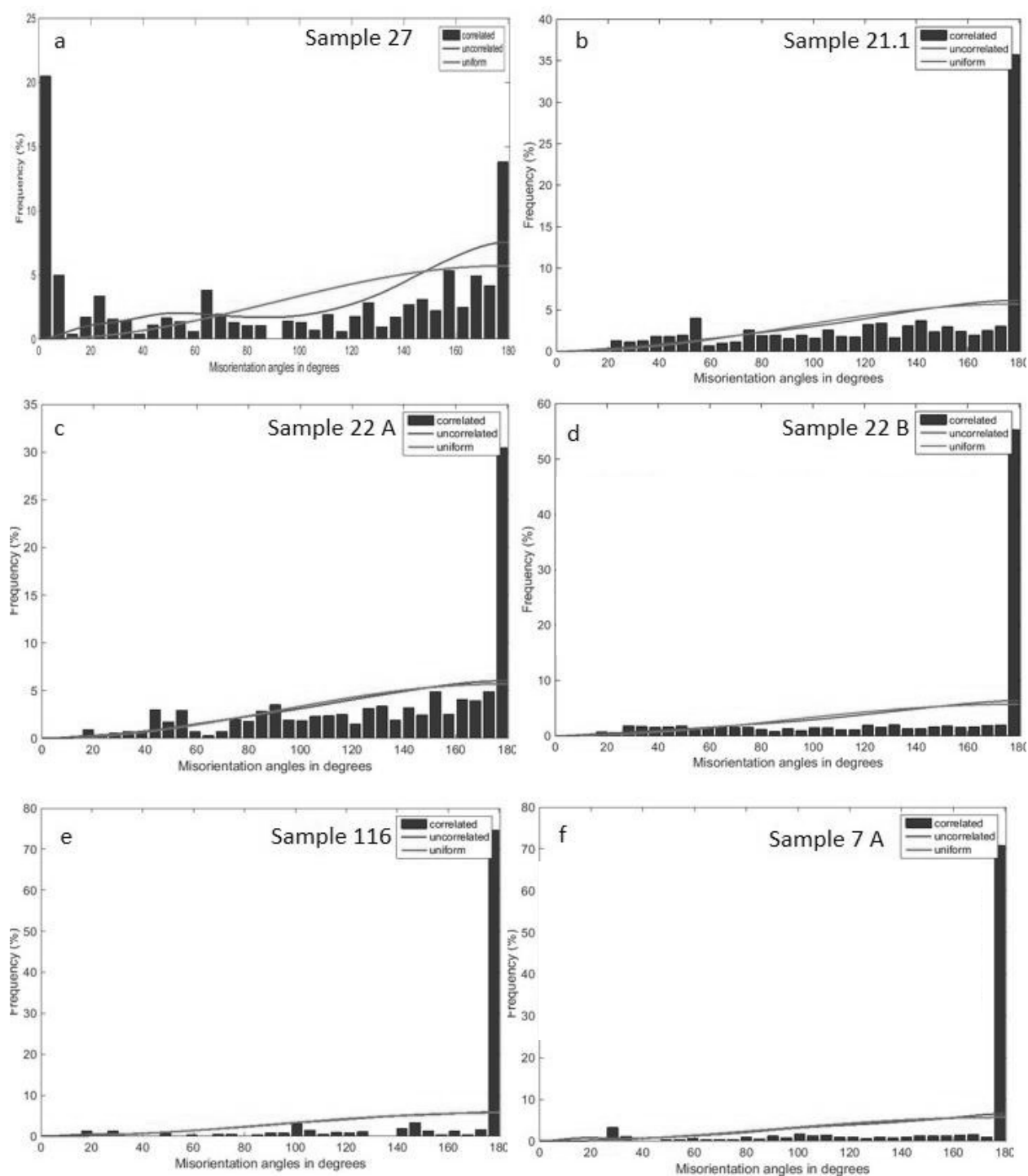


Figure 5 – Histograms of misorientations angles of anorthite plagioclase

Deformation mechanisms

Microstructure and texture of plagioclase suggest that grain size may have controlled the active deformation mechanisms. Dislocation creep played a major role in the coarse-grained domain due to the widespread intracrystalline deformation and development of strong texture which was controlled by activation of both {010} [100] and {001}[100] slip systems. Unclear diopside texture may lead to misinterpretation of the active slip systems. However, slight crystallographic preferred orientation may indicate slip on {001}. Undulose extinction and mechanical twinning reveal mechanisms of plastic deformation.

On the other hand, the weak texture observed in the finer-grained domain may be a result of grain boundary sliding (GBS) recrystallization due to the grain size of recrystallized grains. Evidence for GBS as a possible recrystallization mechanism include four-grain junctions, straight grain boundaries (Miranda *et al.* 2016) and moderated frequency of intermediate misorientation angles ((Lapworth *et al.* 2000, Miranda *et al.* 2016). This mechanism occur in association with diffusion or dislocation creep and in both case it can cause weakening of a pre-existing CPO (Kruse & Stünitz 1999, Lapworth *et al.* 2002, Gómez Barreiro *et al.* 2007, Miranda *et al.* 2016), although the development of CPO may occur due to the presence of diffusion-accommodated GBS process.

Evidences of GBS associated with dislocation creep (dislocation glide) (DisGBS) include randomization of misorientation axes (Passchier & Trow 2005, Svanhnerg & Piazzolo 2010), increase in grain boundary angles from low to high strain area (Jiang *et al.* 2000, Svanhnerg & Piazzolo 2010) and phase mixing (Svanhnerg & Piazzolo 2010, Miranda *et al.* 2016). On the other hand, diffusion-accommodated GBS leads to absence of SPO and intragranular deformation such as undulose extinction and subgrains (Svanhnerg & Piazzolo 2010, Dury *et al.* 2011, Maruyama & Hiraga 2017), with low aspect ratios (Svanhnerg & Piazzolo 2010).

In our samples, the intermediate *misorientations* angle and axes, small size of the recrystallized grains, and mixture of phases can be used to deduce only that GBS is present, but not the mechanism responsible for accommodating rotation. For this reason, it became necessary to analyze other grains proprieties, such as the shape

preferred orientation (SPO), aspect ratio (length / width) and shape factor (perimeter/equivalent perimeter).

The organized trend with the longest axis near the foliation plane reveals a weak to moderated SPO. Both phases show high value of aspect ratio and shape factor, which are due to the existence of few elongated grains. All parameters are compatible with DisGBS (Gómez Barreiro *et al.* 2007, Miranda *et al.* 2016).

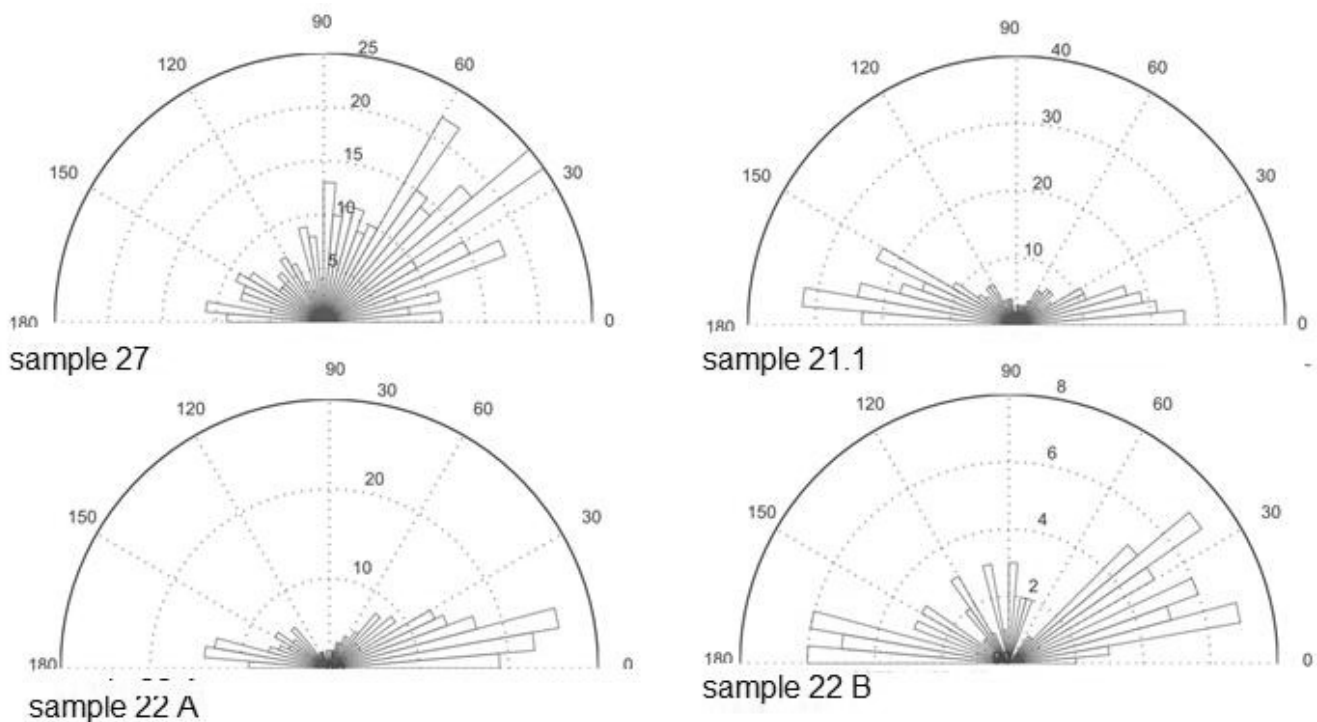


Figure 6 – anorthite shape preferred orientations.

Table 1- grain parameter in the fine domain.

Grain	Sample	Anorthite	Diopside
Parameter			
Aspect Ratio	27	2.0153	2.0047
	21.1	2.5036	2.6568
	22 A	2.3840	2.5101
	22B	2.4526	2.5236
Shape Factor	27	1.2511	1.2402
	21.1	1.2811	1.2545
	22 A	1.2808	1.2697
	22 B	1.2652	1.2001

Strain under high temperatures and evidence of intracrystalline plasticity suggest DisGBS-controlling deformation, although DisDif may also occur, being difficult to separate both processes. Thus, we propose that the texture in plagioclase results from the activation of $\{010\}$ $[100]$ and $\{001\}$ $[100]$ slip systems in the coarse domain. Progressive deformation leads to recrystallization by subgrain rotation and grain boundary migration with small grain sizes that enable the operation of grain size sensitive mechanism.

Cpo-derived seismic profiles

The CPO- derived seismic properties were based on plots of P-wave velocities (V_p), S-wave anisotropy (A_{vs}) and S1 polarization (V_{s1P}), considering the difference in deformation mechanisms, aiming to investigate the influence of grain size sensitive mechanisms in seismic anisotropy. The effects of the proportion of anorthite and diopside are also investigated with no focus on grain size.

The fine-grained domain shows little variation of V-wave velocities (7.5 to 7.6 km/s) and the maximum values are parallel or subparallel to the $[010]$ direction of anorthite. Disparity of diopside CPO's cause minor difference in P-wave direction. The V_p is highly dependent on the tectonic settings (Holbrook *et al.* 1992, Rudnick & Fountain 1995, Lloyd

*et al.*2011, Hacker *et al.*2015), ranging between 6.0 km/s and 7.7 km/s based on SO₂ content (Hacker *et al.*2015). Our results are compatible with mafic rocks deformed in thin continent collision zones (Hacker *et al.*2015).

Avs is extremely low (2.5 to 3 %) and there are two major factors that reduce the S-wave anisotropy: presence of other phases (Shaochen & Mainprice 1998, Lloyd *et al.*2011) and change in CPO (Shaochen & Mainprice 1998, Diaz-Azpiroz *et al.*2011, Lloyd *et al.*2011, Satsukawa *et al.*2013). The absence of highly anisotropic minerals high - e.g. micas and amphiboles - (Diaz-Azpiroz *et al.*2011, Lloyd *et al.*2011) is a significant factor. Moreover, both diopside and plagioclase contribute to decreasing Avs (Lloyd *et al.*2011). However, comparing with plagioclase-forming aggregates we expect values between 6.6 to 8.5 (Satsukawa *et al.*2013), quite different from what was found. We suggest that these two aspects (lack of micas and amphiboles) caused a decrease in S-waves velocities. Moreover; deformation by grain boundary sliding had a negative impact on Avs.

The impact of anorthite and diopside proportion was evaluated in three analyses with (a) predominance of plagioclase; (b) intermediate values; (c) predominance of diopside.

It is observed a positive relationship between the amount of diopside and the Vp (8.08 km/s) as suggested by (Lloyd *et al.*2011). The directions are similar to those present in previously analyzes. Overall, AVs shows similar patterns in the three analyzes and the highest values in this parameter may be a consequence of the strong CPO in these domains. This reinforces the previous idea that GBS process decreases S-wave anisotropy.

It is difficult to distinguish which mineral controls the anisotropic physical properties of the aggregate, since both the plagioclase and pyroxene have similarity in their crystallographic symmetries (Shaochen & Mainprice 1998). Comparing the grain size (Figure) and proportion of anorthite/diopside analyze (Figure), we note that in the second case only in the sample with 62% of diopside, this mineral controls completely the aggregate properties. In all other cases, the Avs and Vp are depending most of plagioclase CPO and diopside provide just the increase in wavespeeds. Based on this, we conclude that plagioclase is the dominant phase and controls the rheology of the layer.

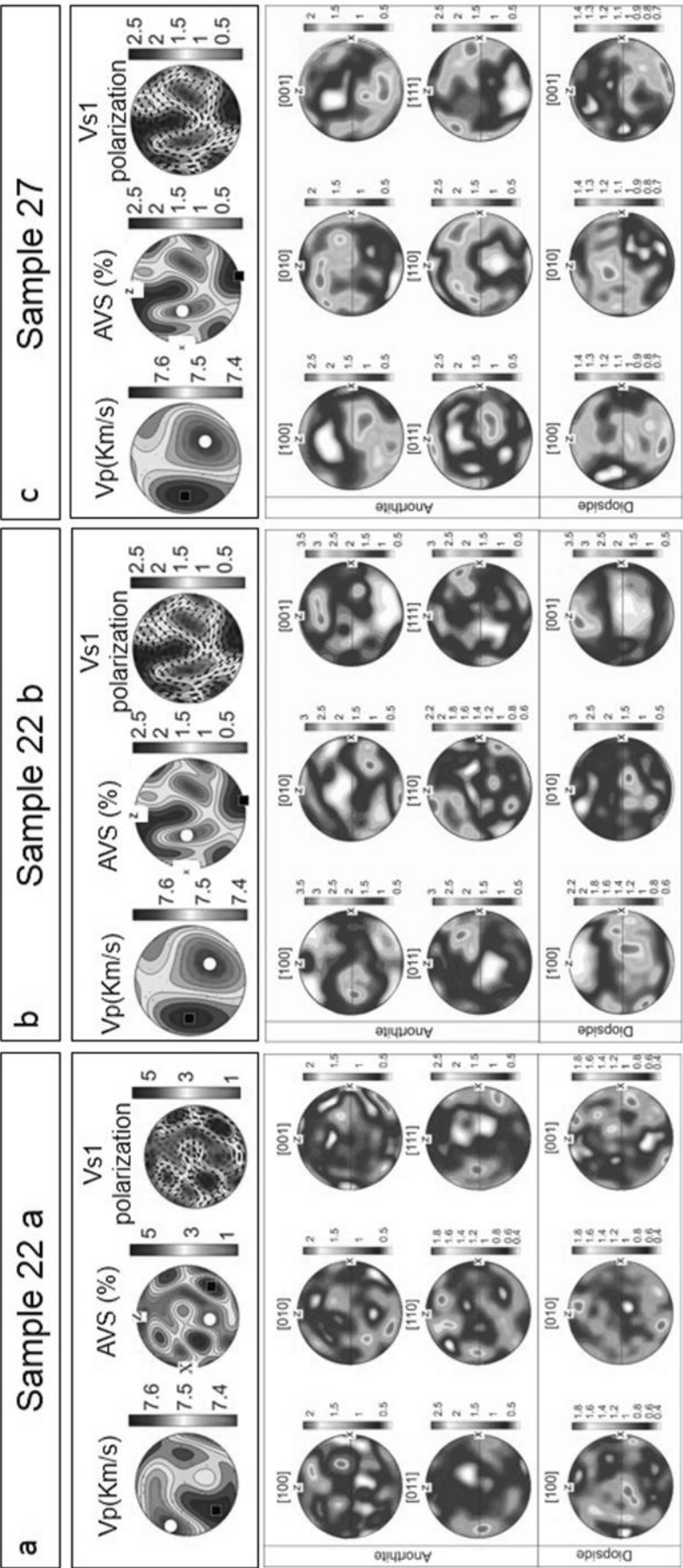


Figure 7 - P-wave velocity, S-wave anisotropy and Vs1 polarization in fine domain compared to anorthite and diopside pole figure

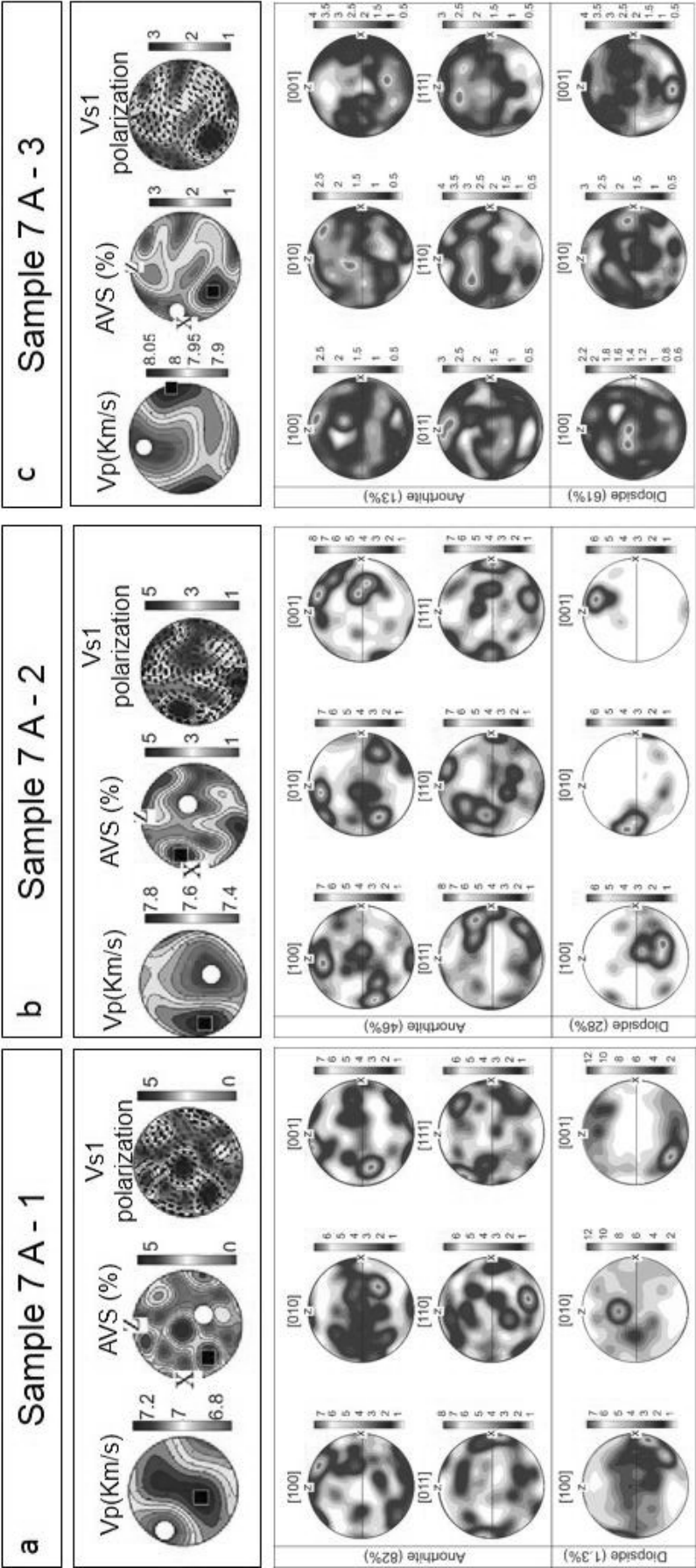


Figure 8 - P-wave velocity, S-wave anisotropy and Vs1 polarization in different proportion of anorthite and diopside in the coarse grains domain compared to anorthite and diopside pole figure.

Conclusions

Microstructures and textures of the gabbro-norite rocks from the Barro Alto Complex indicate that deformation was accommodated by dislocation creep and grain boundary sliding mechanisms.

Dislocation creep played an important role to accommodating deformation within both the coarse-grained domain and porphyroclasts in the fine-grained domains. Dynamic recrystallization led to progressive subgrain rotation and grain boundary migration, producing new smaller grains at the grain boundary, a typical core and mantle structure, and recrystallized tails, which were progressively incorporated in the matrix. In contrast, DisGBS played a crucial role on accommodating deformation in the matrix within the fine-grained zones.

Pyroxene and plagioclase CPO produced in these scenarios is quite different. Dislocation creep regime causes a more distinctive patterns and a strong texture. DisGBS regime in the finer grained domains leads to a more scattered distribution of CPO and weaker texture.

The seismic anisotropy is highly dependent on the minerals CPO pattern, grain size and their proportions. Reduction of s-wave anisotropy mostly occurs in the fine-grained domains in which rotation mechanisms are active. The increase in diopside content causes an increase in P-wave velocity.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Critérios microestruturais e texturais foram avaliados em gabro-noritos do Complexo Barro Alto, Goiás e por esses parâmetros foram determinados dois domínios. O primeiro domínio consiste em amostras milonitizadas nas quais os processos de recristalização foram responsáveis por gerar grãos finos a muito finos e sendo aqui denominado de 'domínio fino'. O segundo domínio apresenta grãos mais grossos cujos processos de recristalização foram menos intenso, sendo aqui descrito como 'domínio grosso'.

No domínio fino, foram encontrados baixos valores de J index e padrões dispersos das figuras de polo tanto do plagioclásio quanto do diopsídio, que compõem a paragénese predominante. As microestruturas revelam indícios de deformação intracristalina e, somado à leve orientação preferencial de forma, valores de razão axial e *misorientations* sugerem que a deformação nesse domínio é controlada por rotação ao longo da borda do grão acomodada tanto pela *dislocation creep* (DisGBS) quanto pela difusão.

No domínio grosso, por outro lado, os valores mais altos de J index e os padrões de OCP sugerem que a deformação é controlada por fluxo de deslocação. Os principais sistemas de deslizamento ativos em plagioclásio foram (010)[100] e (001)[100] e .

Em ambos os domínios os processos de recristalização por rotação de subgrão estão presentes. No domínio fino, a forma dos grãos sugerem que a recristalização por migração de borda de grão tenha ocorrido em menor escala.

A influência do tamanho do grão nas propriedades físicas dos agregados foi analisada pelos valores de velocidade de propagação das ondas P e anisotropia de ondas S nas amostras que compõe o domínio fino. A velocidade de ondas P é similar às descritas na literatura, enquanto a anisotropia de onda S é extremamete baixa. Essa característica está associada a um conjunto de fatores, pois os mecanismos de deslizamento de borda assistidos por fluxo de deslocações enfraquecem a orientação cristalográfica primária, e as baixas constantes elásticas de cristal único das fases predominantes são os responsáveis pela diminuição dos valores de A_{vs} locais. A

influência da proporção de anortita e diopsídio foi analisada através de três análises: a- prodomínio de anortita; b – valores intermediários de anortita e diopsídio; c – prodomínio de diopsídio.

Referências Bibliográficas

- BAETA JR. J. D. A., FIGUEIREDO A. N., SOUZA E. P., MELLO J. C. R. 1972. Projeto Goianésia-Barro Alto. DNPR/CPRM. Relatório Final. 129 p.
- BASCOU J. DOUCET L.S., SAUMENT S., LONOV D.A., ASHCHEPKOV I.V., GOLVIN A.V. 2001. Seismic velocity, anisotropy and deformation in Siberian cratonic mantle: EBSD data on xenoliths from the Udachnaya kimberlit. *Earth and Planetary Science Letters* (304): 71-84 p.
- BASCOU J. F. L. 2002. Relações entre microestruturas, mecanismos de deformação e propriedades físicas anisotrópicas em rochas de alto grau de metamorfismo: estudo de alguns eclogitos e granulitos. Tese de Doutorado. Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, 193p.
- BUNGE H. J. 1985. Representation of Preferred Orientations. In: WENK H. *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis*. Academic Press, Florida, 73-109 p.
- BÜRGMANN R. & DRESEN G. 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* (36): 531-567 p.
- CLARK F. W. & WASHINGTON H. S. 1924. The composition of the Earth's crust. United States Geological Survey (USGS) - professional paper (117):127 p.
- CHEM W. HUNG S., TSEG T., BRUDZINSKI M., YANG Z., NOWACK L. R. 2012. Rheology of the continental lithosphere: progress and new perspectives. *Gondwana Research* (21): 4-18 p.
- CHEM W. YU C., TSENG T., YANG Z., WANG C. NING J., LEONARD T. 2013. Moho. Sismogenesis, and rheology of the lithosphere. *Tectonophysics* (609): 491-503 p.
- CHAMPNESS P. E. & LORIMER G. W. 1973. Precipitation (exsolution) in an orthopyroxene. *Journal of Materials Science* 8, Champness and Hall Ltd 467-474p.
- CHRISTENSEN N., MOONEY. W. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a review. *Journal of Geophysical Research* (100):9761-9788 p.
- CORDEIRO P. F. O., OLIVEIRA C. G. 2017. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continentwide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research* (298): 403-420 p.
- CORREIA C. T., SINIGOI S., GIRARDI V. A. V., MAZZUCHELLI M., TASSINARI C. C. G., GIOVANARDI T. 2012. The growth of large mafic intrusions: Comparing Niquelândia and Ivrea igneous Complexes. *Lithos Oslo*, (155) 167–182 p.
- CORDIER P. 2002. Dislocations and slip systems of mantle minerals. In: Karato S., Wenk H.R. 2002. *Plastic Deformation of Minerals and Rocks, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 51, Mineralogical Society of America, Washington, DC. 137-179P.
- DANNI J. C.M. FUCHS R. A., KUYUMJIAN R. M., LEONARDOS O. H., WINGE M. 1984. O Complexo Barro Alto na região de Ceres-Rubiabata, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. 14(2):128-136 p.
- DARDENNE, M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. In U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 231–263.
- DÍAZ-AZPIROZ M., LLOYD G. E., FERNANDEZ C. 2011. Deformation mechanisms of plagioclase and seismic anisotropy of the Acebuches metabasites (SW Iberian massif). In: Prior,

D. J., Rutter, E. H. & Tatham, D. J. (eds) Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Microstructures, Mechanics and Anisotropy. Geological Society, London, Special Publications, 360, 79–95.

DINGLEY D. J. & RANDLE V. 1992. Microtexture determination by electron back-scatter diffraction. *Journal of Material Science* (27): 4545–4566 p.

EGYDIO-SILVA, M. 1996. Zona de cisalhamento de alta temperatura - o lineamento Além Paraíba (RJ). Petrografia do plagioclásio, anisotropia sísmica, reologia da litosfera continental. Tese de Doutorado. Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, 258p.

EGYDIO-SILVA M., MAINPRICE D. 1999. Determination of stress directions from plagioclase fabrics in high grade deformed rocks (Além Paraíba shear zone, Ribeira fold belt, southeastern Brazil). *Journal of Structural Geology*(21): 1751–1771 p.

FARLA R. J. M., KARATO S., CAI Z. 2013. Role of orthopyroxene in rheological weakening of the lithosphere via dynamic recrystallization. *Proceeding of the National Academy of Science of the United States of America (PNAS)* VOL 110 N°41, 16355-16360 p.

FERREIRA F. O. 2016. Desenvolvimento microestrutural e de orientações cristalográficas preferenciais em agregados de hematita: Resultados de modelagem viscoplástica e rochas naturalmente deformadas do Quadrilátero Ferrífero-MG. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, DF. 73p.

FERREIRA FILHO, C. F., MORAES R., FAWCETT J. J. NALDERT A. J. 1997. Amphibolite to granulite progressive metamorphism in the Niquelândia Complex: Central Brazil: regional implications. *Journal of South American Earth Science*, 11(1): 35-50 p.

FERREIRA FILHO C. F., PIMENTEL M. M., ARAÚJO S. M., LAUX J. H. 2010. Layered Intrusions and Volcanic Sequences in Central Brazil: Geological and Geochronological Constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga.) and Neoproterozoic (0.79 Ga.) Igneous Associations. *Precambrian Research* (183): 617-634 p.

FIGUEIREDO A. N. 1978. Geologia e mineralizações do extremo norte do Complexo de Barro Alto, Goiás. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 104p.

FOSSEN H. 2010. Deformação em microescala. In: Fossen H. *Geologia Estrutural*, Editora Oficina de Textos, São Paulo, 584 p.

FOSSEN H., CAVALCANTE G. C. G. 2017. Shear Zone—A review. *Earth-Science Reviews* (171): 434-455.

FUCK R. A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília, p.184-187.

FUCK R. A., PIMENTEL, M. M. ALVARENGA C. J. S. DANTAS K. L. 2017. The northern Brasília Belt. In: HEILBRON M., CORDANI U. G., ALKMIN F.F. 2017. *São Francisco Craton, Eastern Brazil – Tectonic genealogy of a miniature continent*. Springer International publishing, Switzerland.

FUCK R.A., DANNI J.C.M., WINGE M., ANDRADE G.F., BARREIRA C.F., LEONARDOS O.H., KUYUMJIAN R.M. 1981. Geologia da região de Goianésia. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 1º, Goiânia, Anais, p.447-469.

GIRARDI V. A. V., FERRARA G. R., SIENA F., SINIGOI S. 1981. Precambrian Barro Alto Complex of Goiás, Brazil: Bulk geochemistry and phase equilibria. *N. Jb. Miner. Abh.* 142:270-291.

GONÇALVES F. L. 2013. Aplicação da técnica de Difração de Elétrons Retroespalhados (EBSD) na caracterização microestrutural e textural de agregados de hematitas. Monografia. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 91p.

HACKER B. R., KELEMEN P. B., BEHN M. D. 2015. Continental Lower Crust. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*: 167-205 p.

HANDY M. R., BRUN J. P. 2004. Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* (223):427-441 p.

HEIDELBACH F., POST A. J. 2000. Crystallographic preferred orientation in albite samples deformed experimentally by dislocation and solution precipitation creep. *Journal of Structural Geology* (22): 1649-1661p. Pergamon

HIELSCHER R., MAINPRICE D., SCHAEFEN H. 2010. Material behavior: texture and anisotropy. In: W. FREEDEN, M.Z. NASHED, T. SONAR (Eds.), *Handbook of Geomathematics*. Berlin, Springer-Verlag, 973-1003 p. Hokkaido, Japan. *Journal of Structural Geology* (30): 1150-1166p.

HOLBROOK W. S., MOONEY W. D., CHRISTENSEN N. J. 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust. In: Fountain D. M., Arculus R., Kay. R. 1992. *Continental Lower Crust*, eds Elsevier Amsterdam, 1-43 p.

Jl S. & Mainprice D. 1990. Recrystallization and fabric development in plagioclase. *Journal of Geology* (98): 65-79 p.

KANAGAWA K., SHIMANO H., HIROI Y. 2008. Mylonitic deformation of gabbro in the lower crust: A case study from the Pankenushi gabbro in the Hidaka metamorphic belt of central. *Journal of Structural Geology* (30): 1150-1166 p.

KIRBY S. H. & ETHERIDGE M. A. 1981. Exsolution of Ca-clinopyroxene from orthopyroxene aided by deformation. *Physics and Chemistry of Mineral*, (7): 105-109 p.

KOGURE T., RAIMBOURG H., KUMAMOTO A., FUJII K., IKUHARA Y. 2014. Subgrain boundary analyses in deformed orthopyroxene by TEM/STEM with EBSD-FIB sample preparation technique. *Earth, Planets and Space*, (66): 1-8 p.

KRUHL J. H. 1998. Reply: Prism-and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 16: 142-146 p.

KRUSE R. STÜNITZ H. 1999. Dynamic recrystallization process in plagioclase porphyroclasts. *Journal of Structural Geology* (23):1781-1802 p.

LAPOWTH T., WHEELER J., PRIOR D. J. 2002. The deformation of plagioclase investigated using electron backscatter diffraction crystallographic preferred orientation data. *Journal of Structural Geology*, (24): 387-399 p.

LIMA R. P. 2011. Estudo da fusão de rochas máficas portadoras de hornblenda na fácies granulito, exemplo do amfibolito de Cafelândia, Barro Alto, GO. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, 107 p.

LIMA T. M. & RIBEIRO P. S. E. 2010. Síntese geológica e prospecção geoquímica da área de Barro Alto, Goiás. Brasília, CPRM, 56 p.

- LLOYD G. E., BUTLER R. W. H., CASEY M., TATHAM D. J., MAINPRICE D. 2011. Constraints on the seismic properties of the middle and lower continental crust. In: PRIORD. J., RUTTER E. H., TATHAM D. J. (eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Microstructures, Mechanics and Anisotropy*. Geological Society, London, Special Publications (360): 7–32 p.
- LONG M. D. & BECKER T. H. 2010. Mantle dynamic and seismic anisotropy. *Earth and Planetary Science Letter* (297):341-354p.
- MAINPRICE D. & HUBERT M. 1994. Methods of calculating petrophysical proprieties from lattice preferred orientation data. *Surveys in Geophysics*, (15): 575-592 p.
- MAINPRICE D. & ILDENFOSE B. 2009. Seismic anisotropy of subduction zone mineral-contribution of hydrous phases. S. Lallemand and F. Funiciello (eds.), *Subduction Zone Geodynamics*, 63-84 p.
- MAINPRICE D. & NICOLASA. 1989. Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. *Journal of Structural Geology* (11): 175-189 p.
- MAINPRICE D. 2007. Seismic anisotropy of the deep earth from a mineral and rock physics prospective. IN: PRICE G. D., SCHUBERT G. (ed), *Treatise on geophysics - Mineral physics*. Elsevier, 437-491 p.
- MAINPRICE D. 2008. Tensors and Anisotropic physical properties of rocks Part I: Tensor representation of the physical properties of single crystals. Documento digital. Disponível em: <<http://www.gm.univ-montp2.fr/PERSO/mainprice/>>. Acessado em: 16 de março de 2015.
- MAINPRICE D. 2012a. Orientations cristallographiques: figure de poles, etc. Documento digital. Disponível em: <http://www.gm.univmontp2.fr/PERSO/mainprice/W_data/Master_M1_Documents/M1_C4P_CP_O_2012.pdf>. Acessado em: 16 de março de 2015.
- MAINPRICE D. 2012b. Orientations cristallographiques: figure de pôles, etc. Notas de aula. Disponível em: <http://www.gm.univmontp2.fr/PERSO/mainprice/W_data/Master_M1_Documents/M1_C4P_CP_O_2012.pdf>. Acessado em: 16 de março de 2015.
- MAINPRICE D., NICOLAS A. 1989. Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. *Journal of Structural Geology*, 11(1): 175-189.
- MAITLAND T., & SITZMAN S. 2007. Electron backscatter diffraction (*EBSD*) technique and materials characterization examples. Berlin, Springer (14): 522 p.
- MARSHALL D. B. & McLAREN A. C. 1977. The direct observation and analysis of dislocations in experimentally deformed plagioclase feldspar. *Journal of materials Science*, (12): 893-903 p.
- MARUYAMA G., HIRAGA T. 2017. Grain to multiple-grain-scale deformation processes during dissusion creep of forterite + diopside. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (122).
- MEHL L. & HIRTH G. 2008. Plagioclase preferred orientation in layerd mylonites: evaluation of flows laws for the lower crust. *Journal of Geophysical Research*.
- MERCIER J. C. 1985. Olivine and pyroxenes. In: WENK H.R. (Ed), *Preferred oreintation in deformed metals and rocks: na introduction to modern texture analysis*. Academic Press, Orlando, 407-430 p.

- MIRANDA E. A., HIRTH G. JOHN B. 2016. Microstructural evidence for the transition from dislocation creep to dislocation-accommodated grain boundary sliding in naturally deformed plagioclase. *Journal of Structural Geology*(92): 30-46 p.
- MIYAZAKI, T., SUEYOSHI, K., & HIRAGA, T. (2013). Olivine crystals align during diffusion creep of Earth's upper mantle. *Nature*, 502(7471), 321-326.
- MONTARDI Y., MAINPRICE D. 1987. A transmission electron microscopic study of natural plastic deformation of calcic plagioclases (An 68-70). *Bulletin de Mineralogie. Société Française de Minéralogie et de cristallographie*, Paris.
- MORAES R. & FUCK R. 1994. Deformação e metamorfismo das sequências Juscelânida e Serra da Malacacheta, Complexo Barro Alto, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 23(3): 189-197 p.
- MORAES R., FUCK, R.A. 2000. Ultra-high-temperature metamorphism in Central Brazil: The Barro Alto Complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4): 345-358 p.
- MORALES L. F. G. 2006. Estudo da orientação cristalográfica em dobras, limites de grãos e anisotropia sísmica em muscovita-quartzo milonito. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 284 p.
- MORALES L. F. G. 2016. Techniques of measurement and representation of crystal preferred orientations. Notas de aula. Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, Paraná, Brasil.
- MORALES L. F. G., HINRICHS R., FERNANDES L. A. D. 2007. A técnica de Difração de Elétrons Retro-espalhados (EBSD) em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e sua aplicação no estudo de rochas deformadas. *Pesquisa em Geociências*, 34 (1): 19-34 p.
- MORALES L. F. G., FERNANDES L. A. D. 2007. Propriedades sísmicas anisotrópicas derivadas da orientação cristalográfica preferencial de muscovita-quartzo milonitos. *Revista Pesquisas em Geociências* 34(2): 03-24p.
- MOREIRA B. B. 2012. A Transformada de Hough aplicada à difração de elétrons retro-espalhados. Monografia. Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 71 p.
- MUKAY H, AUSTRHEIM H, PUTNIS C. V. PUTNIS A. 2014. Textural Evolution of Plagioclase Feldspar across a Shear Zone: Implications for Deformation Mechanism and Rock Strength. *Journal of Petrology*. Vol 5, N. 8, 1457-1477 p. Nazé *et al.* 1987
- NAZÉN L., DOUKHAN N., LATORUS K. 1987. TEM study of lattice defects in naturally and experimentally deformed orthopyroxenes. *Boulettin de Mineralogie* (110): 497-512 p.
- NICOLAS A. & CHRISTENSEN N. I. 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites-a review. *Rev. Geophys.* 25, 111-123
- OLIVEIRA A. M. & JOST H. 1982. Estratigrafia da sequência granulítica do Complexo de Barro Alto na Região de Goianésia, Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia (37), São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, 1:446-447.
- OLSEN T. S. & KOHLSTEDT D. L. 1984. Analysis of dislocation on some naturally deformed plagioclase feldspars, *Physics and chemistry of fimerals* (11): 155-160 p. Springer- Verlag (Stavanger, Norway).

- GÓMEZ B.J., LONARDELLI I., WENK H.R. DRESEN G., RYBACKI E., REN Y., TOMÉ C.N. 2007. Preferred orientation of anorthite deformed experimentally in Newtonian creep. *Earth and Planetary Science letters*, 188-207 p.
- PASSCHIER C. W, TROUW R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlin, Alemanha.
- PIERI M., KUNZE K., BURLINI L., STRETTON I., OLGAARD D. L., BURG J. P., WENK H. R. 2001. Texture development of calcite by deformation and dynamic recrystallization at 1000K during torsion experiments of marble to large strains. *Tectonophysics*, (330/1), 119-140 p.
- PIMENTEL M. M., FUCK F. A., JOST H., FERREIRA FILHO C. F., ARAUJO S. M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and Goiás Magmatic Arc. In: *Tectonic Evolution of South America*.
- PIMENTEL M. M., JOST H., FUCK R. A. 2004. Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: MANTENSSO-NETO V., BARTORELLI A, CARNEIRO C.D.R.,
- PRIOR D. J., BOYLE A. P., BRENNER F., CHEADLE M. C., DAY A., LOPEZ G. TIMMS N. E. 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist* 84 (11-12): 1741-1759 p.
- RAJ R. & ASHBY M.F. 1970. On grain boundary sliding and diffusional creep. *Metallurgical and Materials Transactions*. Vol 2. 1111-1127 p.
- RANDLE V., ENGLER O. 2000. *Introduction to texture analysis: macrotexture, microtexture and orientation mapping*. Taylor and Francis, USA, second edition, in press.
- RANDLE V. 2004. Application of electron backscatter diffraction to grain boundary characterization. *International. Mineral Reviews*, 49(1): 1-11 p.
- RANDLE V. 2009. Electron backscatter diffraction: Strategies for reliable data acquisition and processing. *Materials characterization* (60): 913 – 922 p.
- ROSENBERG C. L. & STÜNITZ H. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology*, (25): 389-408 p.
- ROSS V. R. & NIELSON K. C. 1978. High-temperature flow of wet polycrystalline enstatite. *Tectonophysics*, (44): 233-261 p.
- SANTOS W. M. 2011. Mineralogia e geoquímica da bauxita derivada dos anortosito de Barro Alto - Goiás. Dissertação de Mestrado. Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 186 p.
- SATSUKAWA T., ILDEFONSE B., MAINPRICE D., MORALES L. F. G., MICHIBAYASHI K., BAROU F. 2013. A database of plagioclase crystal preferred orientations (CPO) and microstructures – implications for CPO origin, strength, symmetry and seismic anisotropy in gabbroic rocks. *Solid Earth* (4): 511–542 p.
- SCHIMID R.M., BOLAND M.S., PATERSON M.S. 1977. Superplastic flow in fine-grained limestone. *Tectonophysics* (43): 257-291p.
- SCHWARTZ A. J., KUMAR M., ADAMS B. L., FIELD D. P. 2009. *Electron backscatter diffraction in materials science*. Springer, New York, (Eds.) 2.
- SHAOCHENG J., MAINPRICE D. 1987. Natural deformation fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy. *Tectonophysics* (147): 153-163 p. Elsevier Science Publishers B.V.

- SILVA L. J. H. D., VASCONCELOS M. A. R., SILVA D. V. G. 2008. Timing and role of maranhão River Thrust in the evolution of the neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brasil. *Gondwana Research* 13(3): 252-374p.
- STACHE G. A. 1976. Untersuchungen zur Geologie, Petrografie, Metamorphose und Genese des Basic-Ultrabasischen Massivs von Barro Alto - Goiás (Brasilien). *ClaustherGeol.Abh.*, 24:149.
- STÜNITZ H. FITZ J.D., TULLIS J. 2003. Dislocation generation, slip system, and dynamic recrystallization in experimentally deformed plagioclase single crystals. *Tectonophysics*, (372): 215-233 p.
- SUITA M. T. F. 1996. Geoquímica e metalogenia dos elementos do grupo da platina (EGP+Au) em complexos máficos-ultramáficos do Brasil: critérios e guias com ênfase no complexo máfico-ultramáfico acamadado de alto grau de Barro Alto (CBA, Goiás). Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 482 p.
- SUNDBERG M. & COOPER R. F. 2008. Crystallographic preferred orientation produced by diffusional creep of harzburgite: Effects of chemical interactions among phases during plastic flow, *J. Geophys. Res.* 113, B12208.
- SVANHNERG H. & PIAZOLO S. 2010. The initiation of strain localisation in plagioclase-rich rocks: Insights from detailed microstructural analyses. *Journal of Structural Geology* (32):1404-1416 p.
- TERRY M. P. & HEIDELCACH F. 2006. Deformation-enhanced metamorphic reaction and the rheology of high-pressure shear zones, Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, (24): 3-18 p.
- TOMMASI A. 1998. Forward modeling of the development of seismic anisotropy in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 160:1-13,
- TOMMASI A. 2017. Rheological behaviors & macroscopic deformation. Notas de aula. Programa Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, Santa Catarina, Brasil.
- ULHEN A., FONSECA M. A., SEER H. J., DARDENNE M. A. 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. *Geonomos*, 20 (2): 1-14 p.
- VALCK. S. L. A., CASEY M. LLOYD G. E., KENDAL J-M., FISHER Q. J. 2006. Lattice preferred orientation and seismic anisotropy in sedimentary rocks. *Geophysical Journal International* (166): 652-666 p.
- VALERIANO C. M., DARDENE M. A., FONSECA M. A., SIMÕES L. S. A., SEER H. J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTENSSO-NETO V., BARTORELLI A, CARNEIRO
- VENABLES J. A. & HARLAND C. J. 1973. Electron back-scattering patterns – A new technique for obtaining crystallographic information in the scanning electron microscope. *Philosophical Magazine*, 25(5): 1193-1200 p.
- VAUCHEZ A., TOMMASI A. BARROUL G. 1998. Rheological heterogeneity. Mechanical anisotropy and deformation of continental lithosphere. *Tectonophysics* (296):61-86.
- VERNON R. H. 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, Cambridge 606 p.

WANG Y. F., ZHANG J. F., JIN J. M., GREEN II H. W. 2012. Mafic granulite rheology: Implications for a weak continental lower crust. *Earth and Planetary Science Letters* 353-354, 99-107 p.

WARREN J. M. & HIRTH G. 2006. Grain size sensitive deformation mechanism in naturally deformed peridotites. *Earth and Planetary Science Letters*, (248):438-450 p.

WHEELER J. 2009. The preservation of seismic anisotropy in the Earth's mantle during diffusion creep. *Geophysical Journal International*, 178(3), 1723-1732.